This is a digital copy of a book that was preserved for generations on library shelves before it was carefully scanned by Google as part of a project to make the world's books discoverable online.

It has survived long enough for the copyright to expire and the book to enter the public domain. A public domain book is one that was never subject to copyright or whose legal copyright term has expired. Whether a book is in the public domain may vary country to country. Public domain books are our gateways to the past, representing a wealth of history, culture and knowledge that's often difficult to discover.

Marks, notations and other marginalia present in the original volume will appear in this file - a reminder of this book's long journey from the publisher to a library and finally to you.

Usage guidelines

Google is proud to partner with libraries to digitize public domain materials and make them widely accessible. Public domain books belong to the public and we are merely their custodians. Nevertheless, this work is expensive, so in order to keep providing this resource, we have taken steps to prevent abuse by commercial parties, including placing technical restrictions on automated querying.

We also ask that you:

+ *Make non-commercial use of the files* We designed Google Book Search for use by individuals, and we request that you use these files for personal, non-commercial purposes.

+ *Refrain from automated querying* Do not send automated queries of any sort to Google's system: If you are conducting research on machine translation, optical character recognition or other areas where access to a large amount of text is helpful, please contact us. We encourage the use of public domain materials for these purposes and may be able to help.

+ *Maintain attribution* The Google "watermark" you see on each file is essential for informing people about this project and helping them find additional materials through Google Book Search. Please do not remove it.

+ *Keep it legal* Whatever your use, remember that you are responsible for ensuring that what you are doing is legal. Do not assume that just because we believe a book is in the public domain for users in the United States, that the work is also in the public domain for users in other countries. Whether a book is still in copyright varies from country to country, and we can't offer guidance on whether any specific use of any specific book is allowed. Please do not assume that a book's appearance in Google Book Search means it can be used in any manner anywhere in the world. Copyright infringement liability can be quite severe.

About Google Book Search

Google's mission is to organize the world's information and to make it universally accessible and useful. Google Book Search helps readers discover the world's books while helping authors and publishers reach new audiences. You can search through the full text of this book on the web at `http://books.google.com/`

GEOLOGY LIBRARY

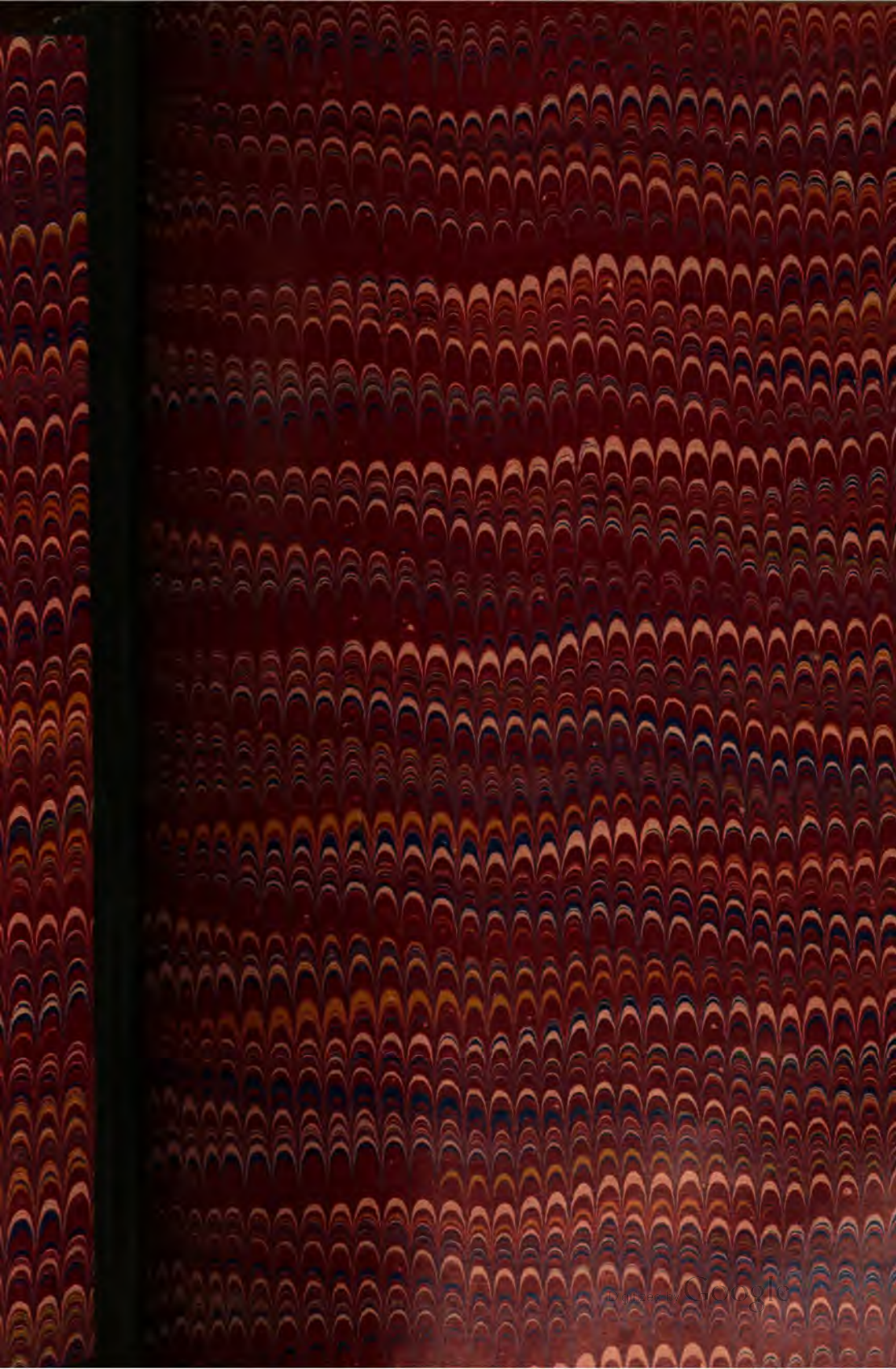
REESE LIBRARY
OF THE
UNIVERSITY OF CALIFORNIA.

EARTH SCIENCES LIBRARY

Received Sept. , 1898.

Accession No. 73944. Class No.

Digitized by Google



Digitized by Google

Digitized by Google

Digitized by Google

Digitized by Google

Digitized by Google

TSCHERMAK'S

MINERALOGISCHE

UND

PETROGRAPHISCHE

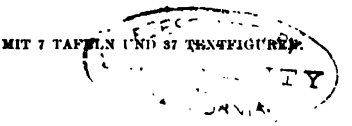
MITTHEILUNGEN

HERAUSGEGEBEN VON

F. BECKE.

(NEUE FOLGE.)

SECHZEHNTER BAND.



MIT 7 TAFELN UND 37 TEXTFIGUREN.

WIEN 1897.
ALFRED HÖLDER,
K. U. K. HOF- UND UNIVERSITÄTS-BUCHHÄNDLER.
ROTHENTHURMSTRASSE 15.

Digitized by Google

QE351
T8
Sm.2
v.16
GEOLOGY
LIBRARY

Alle Rechte vorbehalten.

73944

Digitized by Google

MEESE LIBRARY

Inhalt.

1. Heft.

Seite

I. Ueber den Schichtenbau der Krystalle. Von A. Pelikan. (Mit 12 Textfiguren.) 1

II. Geologie der Ponzainsel. Von Dr. Carl Camillo Schneider. (Mit einer geologischen Karte, Taf. I, und 7 Textfiguren.) 65

III. Zinnober von Schönbach bei Eger. Von Prof. Dr. Gustav C. Laube 96

IV. Notizen 100

Berichtigung 101

V. Literatur 102

2. Heft.

VI. Die Gabbrogesteine in der Umgebung von Ronsperg in Böhmen. Von Fr. Martin. (Mit einer Tafel in Lichtdruck, Tafel II, und 6 Textfiguren.) 105

VII. Chemische Untersuchung des Säuerlings in Seifersdorf (Oesterr.-Schlesien). Von Prof. E. Ludwig 133

VIII. Chemische Untersuchung der Constantinquelle in Gleichenberg (Steiermark). Von Prof. E. Ludwig. (Mit 1 Textfigur.) 140

IX. Methode zur Bestimmung des Lichtbrechungsvermögens eines Minerales in den Dünnschliffen. Von C. Viola 150

X. Gesteine der Columbretes. Von F. Becke. (Mit einer Taf. III und 1 Textfigur.) 155

XI. Notizen. (Mit 2 Textfiguren.) 180

XII. Literatur 182

3. und 4. Heft.

XIII. Ueber einige Ganggesteine aus der Gefolgschaft der Tonalite. Von U. Grubenmann in Zürich 185

XIV. Der Eläolithsyenit der Serra de Monchique, seine Gang- und Contactgesteine. Von K. v. Kraatz-Koschlau und V. Hackman. (Hiezu Tafel IV und V.) 197

*

Digitized by Google

Seite

XV. Gesteine der Columbretes. Von F. Becke. (Mit 3 Textfiguren) 308
Anhang: Einiges über die Beziehung von Pyroxen und Amphibol in den Gesteinen 327
XVI. Die Basalte der Steiermark. Von Alois Sigmund. (Mit 4 Textfiguren) 337
XVII. Notizen 360
XVIII. Literatur 362

5. Heft.

XIX. Bericht über die vulcanischen Ereignisse während des Jahres 1894. Von E. Rudolph in Strassburg im Elsass 365

6. Heft.

XX. Ueber Einschlüsse im Granitporphyr des Leipziger Kreises. Von Reinhold Reinisch in Leipzig. (Mit Taf. VI) 465
XXI. Beiträge zur Mineralogie Böhmens. Dritte Reihe. Von Dr. Friedrich Katzer. (Mit 1 Textfigur) 504
XXII. Der Eisenglanz von Dognacska im Banat. Von A. Pelikan. (Mit Taf. VII.) 519
XXIII. Mineralogisches. Von A. Frenzel 523
XXIV. Ueber die Geologie der Ponzainsel. Von V. Sabatini in Rom . 530
XXV. Notizen 536
XXVI. Literatur 538
Register 548

Digitized by Google

I. Ueber den Schichtenbau der Krystalle.

Von **A. Pelikan.**

(Mit 12 Textfiguren.)

> Causa formalis lapidum nihil aliud est quam virtus lapidifica, quae vel materiae praeparatae insidet, vel efficienti causae accedere debet, ut lapis fiat.
>
> A. Boetius de Boot, Gemmarum et lapidum historia. Lugd. Batav. 1636. — pag. 29. —

Einige Beobachtungen, welche in der letzten Zeit angestellt wurden, haben das Problem des Wachsthums der Krystalle in ein neues Licht gerückt; während man früher die Meinung hegte, die Vergrösserung der Krystalle erfolge durch mehr oder minder gleichmässigen Absatz gleicher Substanz auf allen Flächen, wobei also gleich alte Schichten von gleicher chemischer Beschaffenheit sein müssten, weiss man jetzt, dass gleichzeitig an demselben Krystalle abgesetzte Schichten aus verschiedener Substanz bestehen können, dass sich also verschiedene Flächen eines Krystalles verschieden verhalten. Wenn hiebei die auf den verschiedenen Flächen abgelagerten Substanzen erkennbare Farbenunterschiede aufweisen, so entsteht die unter dem Namen der „Sanduhrstructur" bekannte Wachsthumserscheinung, welche z. B. an vielen gesteinsbildenden Augiten zu sehen ist. Man glaubte eine Erklärung dieser sonderbaren Formen darin gefunden zu haben, dass man annahm, die betreffenden Krystalle seien zuerst als gabelförmige Skelette gewachsen, wie solche von zahlreichen Mineralen (z. B. von Olivin) wirklich bekannt sind, und erst später in einer Periode ruhigerer Entwicklung beziehungsweise langsameren Wachsthums hätten sich die Lücken mit Krystallsubstanz, die aber jetzt eine andere Beschaffenheit gehabt hätte, ausgefüllt.

Digitized by Google

(Vergl. Rosenbusch, Mikroskop. Physiogr. der gesteinsbildenden Minerale, 3. Aufl. pag. 514.) Die Unhaltbarkeit dieser Erklärung ergibt sich aber aus der Beobachtung, welche der Verfasser gelegentlich der Wiederholung des sogenannten Sénarmont'schen Versuches machte. Aus einer gesättigten Lösung von Strontiumnitrat, welche mit dem Farbstoffextracte von Haematoxylon Campechianum versetzt worden war, schieden sich Krystalle ab, welche deutliche Sanduhrstructur zeigten, indem die Anwachskegel (= Anwachspyramiden) der Prismenflächen ungefärbt waren, während die der übrigen Formen prachtvoll roth erschienen. „Da man das Wachsen der Krystalle unter dem Mikroskope genau verfolgen kann, so lässt sich unschwer constatiren, dass auch die kleinen Individuen bereits den charakteristischen Bau besitzen und dass daher von gabelförmigen Jugendformen, die erst später zu geschlossenen Individuen heranwachsen sollen, nicht die Rede sein kann." (A. Pelikan, Sanduhrförmig gebaute Krystalle von Strontiumnitrat. — Tschermak's Mineralog. und petrographische Mittheilungen, Bd. XIII.) Auch die Beobachtungen an Mineralen führten zu denselben Schlüssen, worüber Näheres noch mitgetheilt werden wird.

Die Sanduhrstructur stellt sich somit nur als eine besondere Art des Schichtenwachsthums dar und es ist evident, dass eine befriedigende Erklärung nur aus einer Einsicht in die allgemeinen Gesetze des Schichtenwachsthums gewonnen werden kann, falls wir uns nicht damit begnügen wollen, behufs Erklärung einer neuen Erscheinung, zur Einführung einer neuen, ebenso unbekannten Kraft zu greifen, wie dies Boetius de Boot, der gelehrte Leibarzt Rudolf's II., in den eingangs angeführten Zeilen thut. Das hohe Interesse, das diesem Gegenstande innewohnt, rechtfertigt wohl eine selbständige Bearbeitung.

Das hier zu behandelnde Thema steht in enger Beziehung zu dem Gebiete der sogenannten „optischen Anomalien"; sehr häufig sehen wir Schichtenbau im engeren Sinne (d. i. Aufbau der Krystalle aus unterscheidbaren Schichten) und optische Anomalien vereinigt; andererseits aber treten beide Erscheinungen getrennt und scheinbar völlig unabhängig von einander auf.

Die Behandlung des Stoffes erfolgt in der Weise, dass zuerst die beobachteten Thatsachen vorgeführt werden, worauf in einem allgemeinen Theile die Discussion und Zusammenfassung gegeben wird.

Digitized by Google

Augit.

Der Bau der Augite zeigt alle Erscheinungen, welche der Schichtenbau überhaupt darbieten kann.

1. Vollkommen gleichartige Schichten, welche ohne Unterbrechung aufeinanderfolgen und demgemäss überhaupt nicht hervortreten; Schnitte aus solchen Krystallen erscheinen vollständig homogen. Parallel eingelagerte Einschlüsse bewirken zuweilen eine Trennung für das Auge. Diese Art des Baues wird uns nicht weiter beschäftigen.

2. Verschieden gefärbte Schichten von gleicher Form folgen regelmässig auf einander. Die ersten Beobachtungen hierüber verdanken wir Wedding. (Beitrag zu den Untersuchungen der Vesuvlaven. Zeitschr. d. D. geol. Gesellsch. 1858, pag. 375.) „Alle Augite sind in dünnen Plättchen, oft auch in ganzen Krystallen, durchsichtig, und nur durch die bald dunkler, bald heller grüne Färbung unterschieden. Nun sieht man oft in den feinen Schnitten Streifungen, Zonen von hellerer und dunklerer Farbe regelmässig abwechselnd, genau den äusseren Contouren folgend. Es sind dies höchst wahrscheinlich Anwachsstreifen und würden dann als Beweis dienen, dass die Krystalle nicht beim Entstehen schon ihre jetzige Grösse hatten."

Bei diesem einfachen Schichtenbaue sieht man bisweilen nur einen Kern und eine davon unterscheidbare Hülle, oder aber es folgen auf den Kern zahlreiche untereinander verschiedene Zonen; mit dem Wechsel in der Farbe der letzteren geht Hand in Hand ein Wechsel der optischen Eigenschaften: das Elasticitäts-Ellipsoid erhält eine andere Lage und die Brechungsexponenten ändern ihre Werte, womit auch eine Vergrösserung oder Verkleinerung des Winkels der optischen Axen Hand in Hand geht. Hierüber folgen später noch ausführliche Mittheilungen. Zuweilen ergibt die Untersuchung eine continuirliche Aenderung der optischen Constanten beim Fortschreiten vom Kerne gegen den äusseren Rand zu, ohne dass einzelne Schichten gegeneinander abgesetzt wären; es handelt sich hier offenbar um eine gleichmässige Aenderung der chemischen Constitution ohne Unterbrechungen. An die Stelle der Schichtung ist die Mischung getreten. Wir können diese Art des Aufbaues, die zuerst von Vogelsang beschrieben wurde (Beiträge zur Kenntnis der Trachyt- und Basaltgesteine der hohen Eifel. Zeitschr. d. D. geol.

Digitized by Google

Gesellsch., Bd. XLII, pag. 53), gewissermassen als Grenzfall zwischen den Abtheilungen 1 und 2 betrachten.

Einen hieher zu stellenden Fall beobachtete ich in einem Leucitophyr vom „Perlenkopf". Der beiläufig parallel zu 010 geführte Schnitt zeigt im gewöhnlichen Lichte einen nicht sehr deutlich umschriebenen Kern von lichtbräunlicher Farbe und eine ziemlich sattgrüne Hülle; Pleochroismus ist kaum wahrnehmbar. Zwischen gekreuzten Nicols erscheint der Kern bedeutend besser abgegrenzt; auf ihn folgen ein paar ziemlich schmale Schichten, welche abwechselnd mit dem Kerne und der Hülle auslöschen, sie nehmen den Platz ein, der im gewöhnlichen Lichte als verwaschener Rand des Kernes erscheint; dann folgt eine breite Zone, die sich bis an den Rand erstreckt; in ihr ist keine weitere Unterabtheilung mehr zu constatiren. Da die Spaltrisse sehr spärlich vorhanden und nicht gut ausgebildet sind, ist eine Bestimmung der Auslöschungsschiefe nicht leicht ausführbar. Auf einen der besten Spaltrisse bezogen, ergab sich der Winkel $c:c$ im Kerne mit 31·5°, in der breiten Randzone nahe der Begrenzung 36°. Die Auslöschung erfolgt im Kerne vollständig gleichmässig und nimmt in der Hülle vom Kerne nach aussen continuirlich zu.

Diese regelmässige Zunahme der Auslöschungsschiefe erfolgt auch dann, wenn deutlich unterscheidbare Schichten aufeinander folgen, so z. B. gibt Wülfing für den Augit von Nordmarken (Typus I nach Flink) an, dass im Innern, wo der betreffende Krystall hellgrün war, eine Auslöschungsschiefe $c:c = 44° 15'$, in einer folgenden grünen Zone 44° 26′ und im dunkelgrünen Rande 44° 36′ beobachtet wurde. (Beiträge zur Kenntnis der Pyroxenfamilie. — Habilitationsschrift, Heidelberg 1891, pag. 20.) Gewöhnlich liegen bei derartig gebauten Krystallen die dunkleren Partien nach aussen zu, sind also jünger, während die zuerst abgesetzte Substanz, der Kern, am hellsten erscheint. Allgemein gilt demnach der Satz, dass die eisenärmere, hellere Substanz einen kleineren Winkel cc, die eisenreichere, dunklere, einen grösseren hat. Es mag späteren Ausführungen vorgreifend gleich hier im Anschlusse bemerkt werden, dass auch der von Tschermak aufgefundene Satz: dass die eisenärmere Pyroxensubstanz einen kleineren, die eisenreicheren Mischungen einen grösseren Axenwinkel aufweisen, in den weitaus meisten Fällen als zutreffend erkannt wurde. Es ist bedauerlich, dass das riesige,

Digitized by Google

in der petrographischen Literatur aufgespeicherte Material für Vergleiche, wie der oben angestellte, fast wertlos ist, da die meisten Autoren einfach Auslöschungsschiefen angeben, ohne zu bemerken, welche Elasticitätsaxe mit der Verticalaxe den gemessenen Winkel einschliesst. (Als Beispiel neuesten Datums sei hier nur angeführt: Hoffmann, Petrograph. Untersuchungen der Basalte des Ebsdorfer Grundes bei Marburg. N. J. f. M., B.-Bd. X, pag. 196.)

Aber auch dort, wo eine derartige Angabe vorliegt, muss man bei der Benützung derselben vorsichtig sein, da manche Autoren bona fide diejenige Elasticitätsaxe, welche mit *c* den kleineren Winkel bildet, als Axe kleinster Elasticitätsaxe c betrachten, was, wie wir sehen werden, durchaus unstatthaft ist. Bei dem Schichtenwachsthume, welches wir hier betrachten, kommt sowohl der Fall vor, dass die Form des Krystalles während der ganzen Zeit seiner Bildung die gleiche geblieben ist als auch der, dass gewisse Formen verschwinden oder neue auftreten. In den Durchschnitten hat man dann entweder Polygone von gleicher Seitenzahl, oder diese nimmt ab oder zu. Die erste diesbezügliche Beobachtung hat Bütschly gemacht. (Mittheilung an Prof. G. Leonhard. — N. J. f. M. 1867, pag. 700.) „Nicht immer jedoch ist die Gestalt der inneren Schalen absolut entsprechend der der äusseren; es finden sich an ersteren häufig, zwar immer den Gesetzen der Krystallographie entsprechend gebildete Ecken und Kanten, die bei späterem Wachsthum des Krystalls verschwanden." Bütschly hat auch beobachtet, dass die Einschlüsse in den Augiten vom Aetna genau den Grenzen der Schichten folgen.[1])

3. Von besonderem Interesse ist aber die dritte Art des Schichtenbaues der Augit-Krystalle, die sogenannte „Sanduhrstructur". Wie bereits in der Einleitung hervorgehoben wurde, bezeichnet dieser Ausdruck jene Art des Schichtenwachsthums, bei welcher auf krystallographisch verschiedenen Flächen verschieden zusammengesetzte Substanz abgelagert wurde. Am eingehendsten hat sich mit der Sanduhrform der Augite Blumrich beschäftigt (Sanduhrform der Augite. — Tschermak's Mineral. u. petrograph. Mittheil., Bd. XIII, pag. 239),

[1]) Aus der weiteren Beschreibung Bütschly's glaubt man schliessen zu dürfen, dass die von ihm beobachteten Krystalle Sanduhrstructur gezeigt haben. Thatsächlich zeigen manche Krystalle dieses Fundortes Andeutungen einer solchen.

Digitized by Google

nachdem bereits Brögger (Die Mineralien der Syenitpegmatitgänge etc. — Zeitschr. f. Kryst., Bd. XVI, pag. 155) und Becke (Ueber den Aufbau der Krystalle aus Anwachskegeln, Lotos, 26. Nov. 1892) neue Gesichtspunkte für die Beurtheilung dieser Gebilde aufgestellt hatten. Brögger sagt l. c. bei Besprechung des Homilit: „Diese Stundenglasstructur dürfte also eine eigenthümlich ausgebildete Zonarstructur sein, analog derjenigen mehrerer Augite, wie dies zuerst von van Werweke beschrieben wurde (N. J. f. M., 1879, pag. 483 und 823) und wie ich selbst auch an mehreren anderen Vorkommnissen beobachtet habe. Das am meisten Auffallende dabei ist der Umstand, dass die derselben Schale angehörigen, also gleichzeitig abgesetzten Schichten verschiedene Zusammensetzung besitzen müssen, je nachdem sie parallel der Verticalzone oder parallel anderen Zonen oder Flächen sich absetzten, ein Verhältnis, welches in der That im höchsten Grade bemerkenswert ist und ein näheres Studium verdienen dürfte."

Die wichtigsten Ergebnisse, zu denen Blumrich gelangte, der auf Veranlassung Becke's die Sanduhrstructur der Augite studirte, sind folgende: Die Anwachskegel der krystallographisch verschiedenen Flächen zeigen verschiedene Farbe und verschiedenes optisches Verhalten. Die Anwachskegel der Pyramidenflächen sind am hellsten, jene des Klinopinakoids sind dunkler und die der Flächen (100) und (110) zeigen die dunkelste Farbe. Der Winkel $c:c$ in Schnitten nach dem Klinopinakoide beträgt in den von ihm untersuchten Augiten vom Boxberge bei Schönhof in Böhmen 56° in den dunklen, 51° in den hellen Partien. Ferner wurde gefunden, dass die Dispersion um die positive Mittellinie geneigt ist, $\varrho > v$ und dass jene optische Axe, welche auf 100 austritt, wenig, hingegen jene, welche mit der Verticalaxe den kleineren Winkel bildet, stark dispergirt ist und dass daher $c_\varrho : c < c_v : c$. An jenen Zonen, die durch die verschiedenen Anwachskegel verfolgt werden können, sieht man, dass sie dort, wo sie in hellen Partien verlaufen, breiter, in den dunklen Anwachskegeln aber sehr schmal sind, wodurch allmählich der Habitus des Krystalles verändert wird, da eine Streckung nach der b- und c-Axe eintritt. Sanduhrstructur tritt entweder selbständig oder in Verbindung mit gewöhnlichem Schichtenbaue (Vergl. 2) auf. Blumrich spricht die Vermuthung aus, dass „ein sehr alkalireiches Magma für das Auftreten der Sanduhrstructur günstig sei". Ferner wird aus dem

Digitized by Google

ungewöhnlich grossen Auslöschungswinkel $c : c$ auf das Vorhandensein von Natrium geschlossen, das in einer Beimischung von Akmit- bezw. Aegirinsubstanz vermuthet wird.

Weitere Angaben über sanduhrförmig gebaute Augitkrystalle machte H. V. Graber in seiner Untersuchung: „Ueber Auswürflinge in den tephritischen Brockentuffen der Umgebung von Tetschen a. E. (Tschermak's Mineralog. und petrograph. Mittheilungen, Bd. XV, pag. 291.) Graber fand, dass in den andesitähnlichen Tephriten und in den Leucittephriten die Augite eine violette Färbung zeigten, während sie in den phonolithähnlichen Gesteinen dieser Gruppe mehr grüne Farben aufweisen. Dabei wurde beobachtet, dass die violetten Augite durch starke Bisectricendispersion ausgezeichnet sind. Bekanntlich hat schon Rosenbusch den Gedanken ausgesprochen, dass diese Eigenschaft mancher Augite einem Titangehalte zuzuschreiben sei; es ist nun nicht unwichtig, dass Graber fand, dass die Gesteine mit violetten Augiten reichlich Titanit führen, welcher in den phonolithartigen Tephriten, deren Augite grün sind, vollständig fehlt. Bezüglich der Auslöschungsschiefe wurde festgestellt, dass sowohl in den grünen als auch in den violetten Augiten der Winkel $c : c$ mit der Tiefe der Färbung zunimmt. Die Anwendung der sogenannten Klein'schen Lupe macht bekanntlich die Bestimmung der Grösse des Axenwinkels auch in solchen Fällen möglich, wo z. B. nur eine Axe im Gesichtsfelde sichtbar ist; Graber hat daher eine grosse Anzahl solcher Bestimmungen durchgeführt, welche folgende Resultate ergaben: Sowohl in den violetten Augiten im allgemeinen, als auch in den prächtig grasgrünen Augiten der phonolithähnlichen Tephrite vom Maschkenberge waren die Werte für 2V in den helleren Partien grösser, in den dunkleren kleiner. Bei den violetten, titanhaltigen Augiten gibt dieses Ergebnis keinen Anlass zu irgendwelchen Bemerkungen; bei dem grünen Augite hingegen ist die Sache etwas anderes. Bekanntlich hat Tschermak schon im Jahre 1869 die Ansicht ausgesprochen, dass der positive Axenwinkel der Augite vom Eisengehalte derselben abhängt und mit demselben zunimmt. Diese Ansicht wurde bisher durch alle Beobachtungen als zutreffend erkannt, und es ist demgemäss von Wichtigkeit, auf dieses abweichende Ergebnis Graber's besonders hinzuweisen. Es mag noch bemerkt werden, dass Graber ausdrücklich angibt, stets den Winkel um die positive Mittellinie gemessen zu haben. Graber hat auch mit Hilfe der durch Becke eingeführten Modification der

Digitized by Google

Klein'schen Lupe, welche zur Zeit, als Blumrich eine Untersuchung ausführte, noch nicht im Gebrauche war, die von diesem beschriebenen Sanduhraugite einer Bestimmung hinsichtlich des Axenwinkels unterworfen. Er fand

2V im Anwachskegel von (111) = 61° 20′—63° 40′
„ „ „ (110) = 58° 40′—61° 20′

Auch in diesen (violetten) Augiten ist der Wert 2V für die lichten Anwachskegel der Pyramide grösser als für die dunklen des aufrechten Prismas.

In der Arbeit Sigmund's: „Die Basalte der Steiermark" (Tschermak's Mineralog. und petrograph. Mitth., Bd. XV, pag. 361) wird gleichfalls über sanduhrförmig gebaute Augite berichtet. Die Augite der Palagonittuffe von Klöch zeigen eine bräunlichgelbe, sehr schwach pleochroitische Hülle und einen farblosen Kern. Besonders an Schnitten parallel oder fast parallel der Symmetrieebene erkennt man, dass sie sanduhrförmig gebaut sind. Das Maximum der Auslöschung $c : c$ in den Anwachskegeln der Pyramide beträgt 52°, in den Anwachskegeln der verticalen Flächen 60°.

Die Augite des Nephelinbasanites von Klöch besitzen gleichfalls einen farblosen Kern und eine violettgraue, titanreiche Hülle. In seltenen Fällen findet sich im Innern der Krystalle ein blassgrüner regelmässig contourirter Kern, welcher den Rest einer protogenen, nun zumeist resorbirten Augitgeneration darstellt. Auch an den Augiten dieses Gesteines lässt sich, oft schon im einfachen Lichte, die Sanduhrstructur besonders an Schnitten parallel der Symmetrieebene erkennen; deutlich heben sich die lichten Anwachskegeln der Pyramide von den dunklen der verticalen Flächen ab. Häufig combinirt sich die Sanduhrstructur mit der Zonenstructur; dann sieht man im parallelen polarisirten Lichte verschieden gefärbte Zonen innerhalb der Anwachskegel. Die Auslöschungsschiefen verhalten sich so wie im vorigen Gesteine, stets sind diejenigen der Pyramide kleiner als die der verticalen Flächenzone; doch sind die Werte durchwegs geringer als vorhin angegeben wurde:

$c : c$ Pyram. 48°
$c : c$ Prisma 52°.

In einem Nephelin-Basanite des Seindl fand Sigmund sowohl die Augite der Grundmasse als auch die Einsprenglinge sanduhrförmig gebaut. Sie besitzen einen farblosen Kern und eine violett-

Digitized by Google

graue Hülle; zuweilen kommen auch Krystalle mit einem grasgrünen structurlosen (?) schwach pleochroitischen, unregelmässig gestalteten centralen Kerne vor. Der farblose Kern erscheint häufig schwammartig aufgelockert; in den Hohlräumen stecken dann Magnetitkörner.

In den Schnitten parallel zur Symmetrieebene wurde constatirt:

1. Die Anwachskegel der Pyramide geben höhere Interferenzfarben, sind also stärker doppelbrechend, als die der Prismenzone.

Fig. 1.

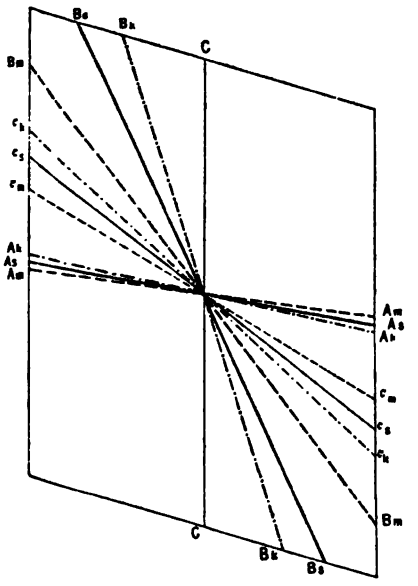
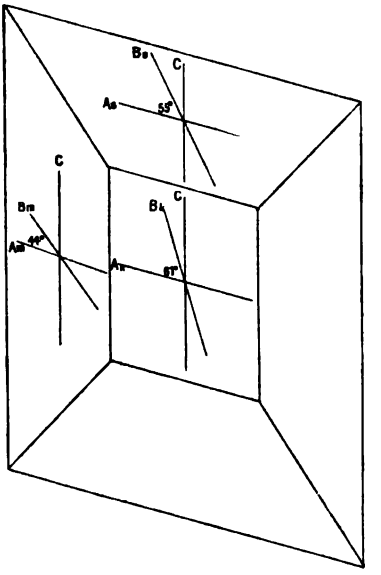


Fig. 2.



2. Das Maximum der Auslöschungsschiefe c : *c* beträgt bei den porphyrischen Augiten im Anwachskegel der Pyramide 51°, in dem der Prismenzone 59°; bei den Grundmasseaugiten 51° bezw. 56°.

Ferner konnte festgestellt werden:

1. Die Dispersion ist eine geneigte; die der Verticalaxe zunächst liegende Axe *B* ist stark, die Axe *A* hingegen ist schwach dispergirt. — $\varrho > v$ um die Mittellinie c.

2. In der Interferenzfigur des Anwachskegels des Prisma bemerkt man in der 90°-Stellung auffallende Farbensäume an dem Querbalken des schwarzen Kreuzes, und zwar ist der Saum an der

Digitized by Google

der schwach dispergirten Axe A zugekehrten Seite gelblich, an der entgegengesetzten blau gefärbt; daraus ergibt sich:

$$c_\varrho : c < c_v : c$$

3. Der Axenwinkel 2V nimmt ab, wenn man vom Kerne zur Hülle übergeht; es ist:

2V im Kerne 61°
„ „ Anwachskegel der Pyramide 55°
„ „ „ „ Prismenfläche 44°

Zur übersichtlichen Darstellung dienen die beiden vorstehenden Figuren aus der Arbeit Sigmund's. In Fig. 1 ist die Lage der optischen Axen und der Mittellinie c im Kerne k, in den Pyramidenflächen s und im Prisma m veranschaulicht. Fig. 2 stellt einen Schnitt durch einen sanduhrförmig gebauten Augitkrystall dar, der ebenfalls parallel (010) geführt ist. Angegeben ist die Richtung der Verticalaxe c und jene der beiden optischen Axen A und B.

Sanduhrstructur an sitzend gebildeten Augitkrystallen. Krystallbau und optische Eigenschaften des Augits von Nordmarken.

Wie aus den vorstehenden Mittheilungen ersichtlich ist, beziehen sich alle Untersuchungen über die sanduhrförmig gebauten Augite auf Krystalle, welche im Gestein eingeschlossen waren. In den nachfolgenden Zeilen soll nun ein Beispiel von sitzenden Krystallen beschrieben werden, welche gleichfalls ausgezeichneten Sanduhrbau aufweisen. Es handelt sich um das längst bekannte und wiederholt beschriebene Vorkommen von Nordmarken. Der Reichthum an Krystallen und die Mannigfaltigkeit der Formen, welche dieser Fundort darbietet, haben bereits zahlreiche Untersuchungen veranlasst. Tschermak war der Erste, welcher in seiner Abhandlung: „Ueber Pyroxen und Amphibol" (Mineralog. Mittheil., 1871, Heft 1) über die optischen Verhältnisse dieses Diopsidvorkommens Angaben machte. Die untersuchten Krystalle waren klein und zeigten nichts von dem hier zu besprechenden Schichtenbaue. Bezüglich der Arbeit Hj. Sjögren's: Krystallographische Studien (Geol. För. Forhandl. Nr. 13, pag. 364 bis 381. 1. Pyroxen von Nordmarken) entnehme ich dem Referate Brögger's (Zeitschrift f. Kryst., Bd. IV, pag. 529), dass der Autor sein Hauptaugenmerk auf die Formenentwicklung und die äussere Flächen-

Digitized by Google

beschaffenheit der Krystalle gerichtet hat. Er hebt hervor, dass die Flächen der Verticalzone am stärksten glänzend sind und dass bei den übrigen der Glanz mit dem Zunehmen ihrer Winkel gegen die Verticalaxe abnimmt; ferner, dass das Orthodoma ($\bar{1}01$) fast stets gegen die Basis (001) überwiegt, im Gegensatz zu der Angabe von Streng, wonach die Basis die stärker entwickelte Fläche sein soll. Streifung der Flächen kommt nach Sjögren vor auf dem Ortho- und Klinopinakoid parallel der Verticalaxe, auf dem Orthodoma in der Richtung der Symmetrieebene und auf ($\bar{2}23$). Die Streifung auf ($\bar{1}01$) kann zur Orientirung benützt werden. Den gleichen Zweck verfolgt die Arbeit von J. Lehmann (Zeitschr. f. Kryst., Bd. V, pag. 529). Auch hier ist der innere Bau der Krystalle nicht in den Bereich der Untersuchung gezogen.

Die ausführlichste Beschreibung verdanken wir G. Flink (Studien über schwedische Pyroxenmineralien. Zeitschr. f. Kryst., Bd. XI, pag. 449). Obwohl auch Flink den Sanduhrbau der Augitkrystalle von Nordmarken merkwürdigerweise nicht aufgefunden hat, müssen wir uns mit seiner Arbeit doch eingehender beschäftigen, weil sich im Laufe der später mitzutheilenden Untersuchungen Resultate ergeben haben, welche gestatten, den Widerspruch zwischen den Ergebnissen der optischen Untersuchungen Flink's und jener seiner Vorgänger aufzuhellen.

Bekanntlich gehört die krystallographische Orientirung mancher Glieder der Pyroxenreihe zu den misslichsten Aufgaben des messenden Krystallographen. Da die Winkel $100 : 001$ und $\bar{1}00 : \bar{1}01$ einander ausserordentlich nahestehen [1]) und überdies infolge der Flächenbeschaffenheit (s. vorne bei Sjögren) nicht mit der nöthigen Genauigkeit bestimmt werden können, so ist eine Verwechslung von Basis und Orthodoma leicht möglich. Wenn dann die Auslöschungsschiefe auf 010 bestimmt und jene Elasticitätsaxe, welche gegen die Basis (oder die als Basis angenommene Fläche) geneigt ist, als c betrachtet wird, können auch Verwirrungen bezüglich der optischen Verhältnisse entstehen, freilich nur bei sehr oberflächlichem Arbeiten.

Tschermak, Dölter und Wiik bestimmten den Winkel $c : c$ bei dem Nordmarkner Augite mit $46° 45'$, beziehungsweise

[1]) Flink gibt an (pag. 459): $100 : 001 = 74° 35'$
$\bar{1}00 : \bar{1}01 = 74° 23'$

Digitized by Google

45° 30′—46°, beziehungsweise 46° 30′, Flink fand 44° 38½′, 44° 53½′. Anstatt nun der Ursache dieses Widerspruches näher nachzuforschen — sie liegt, wie ich zeigen werde, in der Sanduhrstructur — erklärt Flink: Tschermak, Dölter und Wiik hätten einfach die Bisectricen vertauscht!

Der Habitus der am häufigsten vorkommenden grossen, dunkelgrünen Krystalle von Nordmarken (Typus I nach Flink) wird bestimmt durch die Flächen (100), (010), (001), ($\bar{1}$01) und (110).

Die krystallographisch richtige Aufstellung ist nach meinen Erfahrungen ausserordentlich leicht zu erzielen, wenn man sich der Aetzfiguren bedient. Baumhauer hat bereits im Jahre 1874 (Pogg. Ann. 153, 75) die Aetzfiguren des Diopsid auf dem Klinopinakoid und den Pyramidenflächen beschrieben, welche er durch Behandlung der Krystalle mit einem Gemisch von feingepulvertem Flusspath und Schwefelsäure erhalten hatte.

Später hat Greim denselben Gegenstand behandelt (Ueber Aetzfiguren an Diopsid und Spodumen. N. J. f. M., 1889, Bd. I, pag. 252), und zwar hauptsächlich „mit Rücksicht auf die Verwendbarkeit der Aetzfiguren zur Orientirung der Krystalle". Er fand, dass sowohl die Aetzfiguren auf den Prismenflächen als auch jene auf dem Orthopinakoide zu dem angegebenen Zwecke gut geeignet seien und beschreibt die Aetzfiguren auf dem Klinopinakoide als „Parallelogramme, die mit ihrer Längserstreckung gegen die Kante [010 : 110] in demselben Sinne geneigt sind, wie die Kante [010 : 111].

Wülfing hat in seiner Arbeit: „Beiträge zur Kenntnis der Pyroxenfamilie" gleichfalls von der Aetzung behufs Orientirung der Krystalle Gebrauch gemacht. [1])

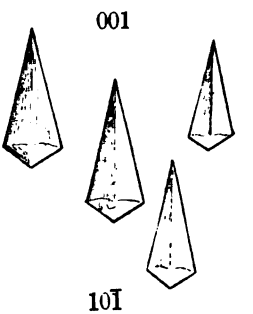
Nach meinen Beobachtungen sind die Aetzfiguren auf dem Klinopinakoide, welche von den Autoren mit Vorliebe zur Orientirung benützt wurden, hiezu am wenigsten geeignet, da die Aetzerscheinung auf dieser Fläche sehr complicirt ist, wie ich später noch zeigen werde. Ich benützte mit Erfolg fast ausschliesslich die Aetzung mit Flussäure auf dem Orthopinakoide oder auf einer zu diesem parallel angeschliffenen Fläche. Die Aetzfiguren haben die Form lang ge-

[1]) Loc. cit., pag. 6 gibt Wülfing für den Krimler Augit an $cc = 42°$ (43°). Nach meiner Bestimmung ergab sich für *Na*-Licht: $cc = 47° 21'$, $ac = 42° 39'$; mein Resultat stimmt mit den Angaben Zepharovich's überein.

Digitized by Google

streckter Deltoide und lassen sich am besten mit „Ausrufungszeichen" vergleichen; ihr spitzes Ende zeigt immer nach der Endfläche, das stumpfe nach dem Orthodoma (Fig. 3).

Fig. 3.



Die consequente Anwendung der Aetzmethode zeigte bald, dass die früher benützten Kennzeichen (die breitere Fläche ist Basis, die schmälere Doma) absolut wertlos seien, da auf einer und derselben Stufe die verschiedensten Ausbildungen nebeneinander vorkommen.

Nachdem ich einmal auf die Sanduhrstructur des Nordmarkener Augites aufmerksam geworden war, blieb nicht lange unbemerkt, dass verschiedene Platten, welche alle möglichst parallel zum Klinopinakoide hergestellt worden waren[1]), verschiedene Werte für die Auslöschungsschiefe ergaben. Dementsprechend wurde ein Krystall in drei parallele Platten zerschnitten, von denen zwei nur die Anwachspyramiden der (010)-Flächen enthielten und daher keine Sanduhrstructur zeigten, während die mittlere Platte die Anwachspyramiden des Orthopinakoides, der Endfläche und des Orthodoma ($\bar{1}$01) enthielt. Die den beiden letztgenannten Formen angehörigen Partien sind nicht verschieden von einander.

Die Auslöschungsschiefen wurden mittels eines Bertrandschen Oculares und auch durch Einstellung auf die grösste Dunkelheit bestimmt. Das gelbe Licht wurde mit Hilfe von Chlornatrium (auch Bromnatrium) hergestellt, das rothe durch Anwendung von Kupferoxydulgläsern. Die für die Platten, welche die Flächen 010 und 0$\bar{1}$0 trugen, und welche daher nur die Substanz der Anwachskegel dieser Flächen zur Untersuchung darboten, erhaltenen Werte waren:

	gelbes Licht	rothes Licht
$c:c$ . . .	44° 10′	43° 52′
$a:c$ . . .	45° 50′	46° 08′
Flink gibt an $c:c$ . . .	44° 38′	44° 53′.

Im wesentlichen herrscht also hier zwischen meinen Ergebnissen und denen Flink's Uebereinstimmung. Ich halte es daher für wahr-

[1]) Mit Hilfe des Apparates zum Planparallelschleifen von Fuess in Berlin.

Digitized by Google

scheinlich, dass Flink seine Präparate in der Weise hergestellt hat, dass er die Krystalle mit einer 010-Fläche aufgekittet, und dann niedergeschliffen hat. So erklärt es sich, dass er niemals die Sanduhrstructur bemerkte, und dass er stets $c:c$ kleiner als 45° erhielt; denn im Anwachskegel des Klinopinakoids ist die positive Mittellinie zur Verticalaxe weniger geneigt, als die negative. Dass ich die Bestimmung der Mittellinien stets mit Hilfe des Quarzkeiles vornahm, bedarf wohl kaum der Erwähnung.

Bezüglich der Anordnung der Farben gilt das Schema $c_\varrho : c < c_v : c$ (s. pag. 10).

Die aus der Mitte dieses Krystalles entnommene Platte, sowie eine Anzahl anderer Platten gleicher Lage zeigten schöne Sanduhrstructur. Die Anwachspyramiden der Basis und des Orthodoma sind hellgrün und zeigen keine Spur von Pleochroismus; die Anwachspyramiden des Orthopinakoids sind bedeutend dunkler; die Schwingungen nach c sind gelblichgrün, jene nach a rein grün; die Farbenunterschiede sind deutlich wahrnehmbar.

Die Auslöschungsschiefen sind so bestimmt worden, wie vorhin angegeben; die erhaltenen Werte sind in der folgenden Uebersicht zusammengestellt. In den beiden Figuren sind die „wahrscheinlichen Werte" eingetragen.

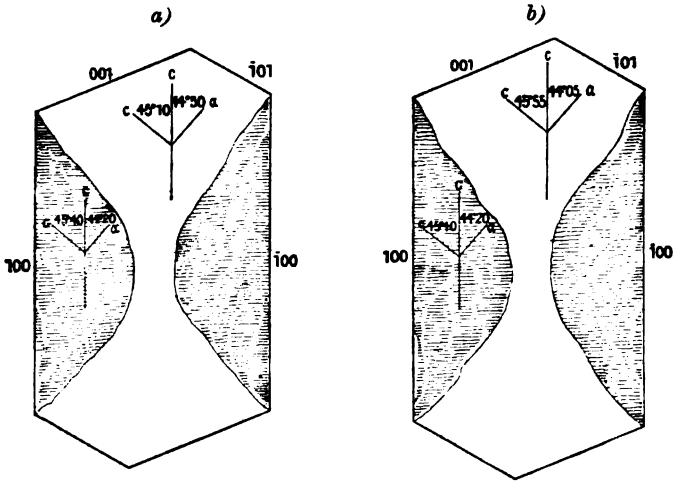
		Na-Licht	*CuO*-Licht
Anwachspyramiden (100)	ac	44° 46′ max.	44° 32′ max.
		44° 25′ min.	44° 20′ min.
	cc	45° 44′	46° 05′
		45° 14′	45° 28′
Anwachspyramiden (001), ($\bar{1}01$)	ac	44° 52′	44° 32′
		44° 41′	43° 41′
	cc	45° 14′	46° 23′
		45°	45° 28′

Die erste Figur *(a)* bezieht sich auf *Na*-Licht, die zweite *(b)* auf rothes Licht. Es stellt sich die überraschende Thatsache heraus, dass in der Mitte des Krystalls, also in den Anwachskegeln der Flächen (001), ($\bar{1}01$) und (100) die Neigung cc grösser ist, als ac, und dass demnach die Orientirung hier so ist, wie Tschermak gefunden hatte. Der Widerspruch zwischen den Angaben von Tschermak, Dölter und Wiik einerseits und Flink andererseits löst sich nun in einfacher Weise: Entweder kommen Krystalle

Digitized by Google

vor, welche ganz aus dieser Substanz bestehen, oder man erhält, wenn man in kleinen Kryställchen, die auf der Längsfläche liegen, bei Bestimmung der Auslöschungsschiefe nahe an der Kante 100 : 010 die Werte, welche dem Anwachskegel der 100-Fläche entsprechen. Jedenfalls ist kein Grund vorhanden zu der Annahme Tschermak, Dölter und Wiik hätten einen Irrthum begangen.

Fig. 4. [1])



Ferner ist die Dispersion $c_\varrho : c > c_v : c$. Es ist also nicht nur die Neigung der Elasticitätsaxe c zur Verticalaxe c in den Anwachskegeln der Längsfläche eine andere als in jenen der übrigen Flächen, auch die Dispersion der Mittellinie c ist eine wesentlich verschiedene. Ein derartiger Fall ist bis jetzt nicht bekannt gewesen und es wäre gewiss von grösster Wichtigkeit, wenn es gelingen würde, so viel Material zusammen zu bringen, um eine Analyse ausführen zu können; bis jetzt hat man noch in keinem einzigen Falle die Verschiedenheit der Substanzen der verschiedenen Anwachskegel durch chemische Analysen erwiesen; dieselbe wurde vielmehr immer nur aus dem optischen Verhalten erschlossen. Dass die Verschiedenheit der chemischen Zusammensetzung auf „isomorphe Beimischungen" zurückzuführen sei, ist gleichfalls nur eine Vermuthung, die sich

[1]) In der ersten Figur ist im Anwachskegel von 100 statt 45°40′ und 44°20′ zu setzen: 45°30′ und 44°30′.

Digitized by Google

auf die anscheinend gesetzmässige Aenderung der optischen Eigenschaften stützt.

In seiner Abhandlung: „Beiträge zur Kenntnis der Pyroxenfamilie" (Mineral. und petrogr. Mittheilungen, Bd. XV, pag. 47) gibt Wülfing an, dass für den Augit von Renfrew die Auslöschungsschiefe $s\varrho < sv$, während bei den Pyroxenen der Diopsid-Hedenbergitreihe $s\varrho > sv$ gelte.

Bei dem von mir untersuchten Nordmarkener Augite ist nun im Anwachskegel des Klinopinakoids $s\varrho < sv$ ($c_\varrho : c < c_v : c$) und im Anwachskegel des Orthopinakoids ist es umgekehrt $s\varrho > sv$ (s. oben).

Damit ist also erwiesen, dass die angelagerten Substanzen in verschiedenen Anwachskegeln bedeutende Verschiedenheiten zeigen können; ein näheres Eingehen auf die festgestellten Thatsachen fällt nicht mehr in den Rahmen dieser Arbeit; es wird diesem Augitvorkommen an einem anderen Orte eine ausführliche Besprechung gewidmet werden. Ich will nur noch erwähnen, dass Schnitte senkrecht zur ersten Mittellinie deutlich erkennen lassen, dass der Winkel der optischen Axen um die Mittellinie c mit der Tiefe der Färbung zunimmt.

Die Aetzfiguren auf dem Klinopinakoid; Nachweis der Hemiëdrie der Augitsubstanz.

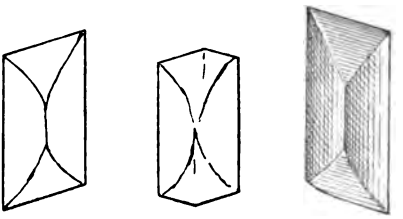
Wie ich früher bereits hervorgehoben habe, wurde von früheren Autoren häufig die Aetzung auf dem Klinopinakoide als Mittel zur Orientirung empfohlen.

Ein Versuch, den ich mit der im vorstehenden beschriebenen Pyroxenvarietät von Nordmarken ausführte, belehrte mich jedoch bald, dass, wenigstens im vorliegenden Falle, die angegebene Methode deswegen nicht ausführbar sei, weil auf der geätzten Fläche zweierlei Aetzfiguren erscheinen. Die einen sind anscheinend flach und haben den von früheren Beobachtern angegebenen rhomboidalen Umriss; das längere Seitenpaar verläuft parallel zur Prismenkante. Bei sehr vielen aber ist die spitze Ecke durch eine kleine Fläche abgestumpft, wodurch der Umriss ein sechsseitiger wird. Durch die Aetzung des Orthopinakoids kann man sich überzeugen, dass bei den Figuren mit rhomboidalem Umriss das eine Seitenpaar im Sinne der Kante 010 : 001 verläuft; da aber die beiden Seiten *a*

Digitized by Google

und *b* nicht immer ganz deutliche Längenunterschiede aufweisen, so verliert die Methode schon dadurch an Brauchbarkeit.

Fig. 5.



Die Aetzfiguren des zweiten Typus sind anscheinend tief und haben gleichfalls meist rhomboidalen Umriss, ihre obere Kante verläuft im Sinne der Trace des Orthopinakoides auf der Längsfläche, nicht selten aber sind sie sechsseitig, so wie wir dies bei dem ersten Typus erwähnt haben. Auffallend ist der Umstand, dass sich die Figuren des ersten und des zweiten Typus, wenn sie rhomboidalen Umriss haben, in correlaten Stellungen befinden. Zwillingsbau war bei den von mir untersuchten Krystallen nicht vorhanden; ein solcher könnte allerdings das Auftreten von Aetzfiguren in correlaten Stellungen auf (010) erklären, wenn (100) als Zwillingsebene fungirt und der Aufbau ein polysynthetischer ist. In diesem Falle wäre dann zu erwarten, dass die Aetzfiguren je eines Typus in Streifen parallel zur *c*-Axe angeordnet wären, was aber auch nicht der Fall ist; die beiden Typen sind vielmehr ganz gesetzlos durcheinander gemischt; es bleibt daher nur die Annahme übrig, dass die Ursache dieser anormalen Aetzerscheinung in dem molecularen Baue des Minerales begründet ist. Ich will nur noch darauf hinweisen, dass ich auch einen Augit aufgefunden habe (Finmossen, Schweden, s. pag. 20), bei welchem ich auf dem Klinopinakoide nur solche Aetzfiguren erhalten habe, deren obere Begrenzung nicht im Sinne der Kante 010 : 001 verläuft, sondern im Sinne von 010 : $\bar{1}01$; es sind also nur Figuren der zweiten Stellung vorhanden. Die Bestimmung der Endfläche (001) erfolgte durch die tadellos ausgebildeten Aetzfiguren auf 100. Es wird Aufgabe einer späteren Arbeit sein, dem Zusammenhange zwischen den Aetzerscheinungen, dem krystallographischen Baue, den optischen Erscheinungen und der chemischen Zusammensetzung nachzugehen.

Angeregt durch die oben geschilderten Ergebnisse, habe ich auch noch andere Augite in den Kreis der Beobachtung einbezogen.

Digitized by Google

So z. B. den Typus IV der Nordmarkener Augite. Ich schliesse auf die Zugehörigkeit der von mir untersuchten Krystalle zu diesem Typus Flink's aus dem Umstande, dass erstens die Vergesellschaftung mit Calcit, Magnetit und Chlorit vorhanden ist, und dass zweitens die Krystalle, so wie Flink es angibt (Zeitschr. f. Kryst., Bd. XI, pag. 471), meist mit dem Orthopinakoide oder mit der L[illegible]sfläche aufgewachsen sind. Die Farbe gibt Flink aller[illegible] als „schwach gelbgrün" an, während meine Krystalle schön g[illegible]n sind.

Der Habitus der Krystalle wird von folgenden Formen beherrscht: Orthopinakoid, Längsfläche, basisches Pinakoid, Orthodoma $(\bar{1}01)$ und Pyramide $o = (22\bar{1}) = 2P$. Ueber die Ausbildung der Formen sagt Flink: „Die Pyramide $2P$ herrscht gewöhnlich nächst den Pinakoiden vor. Dies Flächenpaar ist jedoch meistens an den beiden Enden der Krystalle sehr verschieden ausgebildet. — Diese Ungleichheit gilt auch von der negativen Grundpyramide, welche jedoch immer sehr untergeordnet ist."

Soweit meine Beobachtungen, welche ich noch keineswegs für abgeschlossen halte, reichen, muss die Angabe Flink's folgendermassen präcisirt werden: Von den vier Flächen der Pyramide o treten stets nur zwei wirklich auf; z. B. $22\bar{1}$ und $2\bar{2}\bar{1}$. Auch das basische Pinakoid zeigt Verschiedenheiten in der Ausbildung zu beiden Seiten der Verticalaxe. Krystallographisch ausgedrückt heisst das soviel als: von den Symmetrieelementen des monoklinen Krystallsystemes ist bei unserem Augite nur die Symmetrieebene vorhanden, die zweizählige Symmetrieaxe *(b)* ist verschwunden. Selbstredend fehlt auch das Symmetriecentrum, da keine parallelen Gegenflächen auftreten. Aehnliche Beobachtungen wie die mitgetheilten hat schon Williams gemacht. (American Journ. of Sc., 1889, 38, 79. — On the possibility of hemiedrism in the monoclinic system and the hemiedrism of Pyroxen.)

Der Verfasser stellt Betrachtungen an über die möglichen Arten der Hemiëdrie im monoklinen Systeme und führt als Beispiele für die „geneigtflächige Hemiëdrie" (Hemiëdrie mit Symmetrieebene wie oben angegeben) einige Abbildungen von Pyroxen vor, welche anscheinend dieser Hemiëdrie angehören, z. B.:

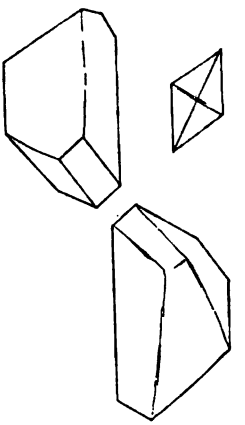
Diopsid von der Mussa-Alpe bei Hessenberg (Min. Notizen, Nr. 1, Taf. II, Fig. 18), ferner:

Digitized by Google

Des Cloizeaux, Min., Vol. I, pag. 54, Atlas Fig. 57. Pyroxen von Orange Co., N. Y. Zeitschr. f. Kryst., 15, 122, Fig. 2 und Grassy Lake bei Rossie St. Lawrence Co., N. Y. und von Canaan Conn.

An allen den angegebenen Stellen finden sich in der That Augitkrystalle abgebildet, welche den Habitus hemiëdrischer Ausbildung an sich tragen; es ist aber eine bekannte Sache, dass zahlreiche Minerale eine derartige Ausbildung nicht selten zeigen, ohne dass eine Hemiëdrie zu Grunde läge; es sind Ausbildungsanomalien — nichts weiter. Auch beim Pyroxen war man bisher geneigt, dieselbe Ursache der abweichenden Ausbildung anzunehmen. Ich bin aber in der Lage, durch die Aetzfiguren wahrscheinlich zu machen, dass der hemiëdrische Charakter in der Molecularbeschaffenheit der Krystallsubstanz begründet ist. Ich habe nämlich gefunden, dass bei jenen Augiten, deren Krystalle äusserlich hemiëdrischen Habitus zeigen, auch die Aetzfiguren diesem Charakter zuneigen, wie sich aus folgenden Beobachtungen ergibt: Auf dem Klinopinakoide des in Rede stehenden Augits von Nordmarken (Typus V) erhält man gleichfalls zweierlei Aetzfiguren: grosse und kleine. Die kleinen bieten keinen Anlass zu weiteren Betrachtungen; sie zeigen einfach rhomboidalen Umriss und scheinen verhältnismässig sehr seicht zu sein. Die grossen aber tragen deutlich asymmetrischen Charakter an sich, wie die beistehenden Figuren (Fig. 6) zeigen; merkwürdigerweise treten auch sie in zwei Stellungen auf; die Kanten, welche bei den einen kurz sind, sind bei den anderen lang und umgekehrt. Man sieht ganz deutlich die Beziehung der Form der Aetzfiguren zum Symmetriecharakter der geätzten Fläche: in der holoëdrischen Abtheilung des monoklinen Systems hat das Klinopinakoid entsprechend der Eigenschaft der Queraxe, zweizählige Symmetrieaxe zu sein, antimetrischen (dimetrischen) Charakter; durch den Wegfall dieses Symmetrieelementes wird die Längsfläche asymmetrisch und dies kommt in den Aetzfiguren deutlich zum Ausdrucke. Genau dieselben Verhältnisse treffen wir bei dem Diopsid von Ala (Fig. 7). Wieder erscheinen zweierlei Aetzfiguren: grosse und kleine. Die kleinen haben wieder

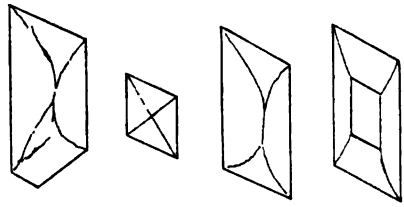
Fig. 6.



Digitized by Google

rhomboidalen Umriss, die grossen sind so wie bei dem Nordmarkener Augite asymmetrisch. Verhältnismässig häufig treten bei diesem Augite auch regelmässigere, dimetrische (antimetrische) Figuren auf, welche also monoklin holoëdrischen Charakter zum Ausdruck bringen.

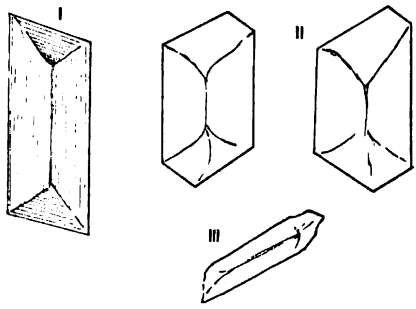
Fig. 7.



Der Diopsid von Finmossen in Schweden, dessen gelblich grüne Krystalle auf Magneteisenstein sitzen, liefert auf (010) nicht weniger 3 verschiedene Typen von Aetzfiguren.

Die einen, augenscheinlich die tiefsten (I), besitzen rhomboidalen Umriss; zu bemerken ist, dass die kürzeren Seiten nicht, wie es häufig der Fall ist, in demselben Sinne geneigt sind, wie die Kante 010 : 001, sondern in dem entgegengesetzten, woraus abermals der geringe Wert dieser Aetzfiguren für die Orientirung hervorgeht. Der zweite Typus (II) wird repräsentirt durch seichtere, aber ungemein zierlich ausgearbeitete Grübchen, deren Umriss meist sechsseitig ist. Unter ihnen gibt es wieder sehr viele, welche asymmetrisch sind.

Fig. 8.



Die Figuren des Typus III sind die am wenigsten tiefen; charakteristisch für sie ist die Streckung im Sinne der Klinoaxe. Sie finden sich zwischen den übrigen Figuren auf der ganzen Fläche,

Digitized by Google

mehr oder weniger deutlich in Reihen angeordnet. Ihre längsten Kanten verlaufen im Sinne der Kante 010 : 001.

Alle übrigen Augite, welche ich untersucht habe, zeigen ein anderes Verhalten. Der durch die Untersuchungen Zepharovich's bekannt gewordene Krimler Diopsid liefert kleine, rhomboidale Aetzfiguren von ganz normaler Ausbildung; Figuren in anderer Stellung oder Ausbildung sind nicht vorhanden; die gleiche Beobachtung machte ich an den Augiten vom Vesuv, vom Laacher See, von Wolfsberg und von anderen Fundorten.

Der Umstand, dass die Augite, welche anormale Aetzerscheinungen zeigen, Diopside oder den Diopsiden nahe stehende Augite sind, während die basaltischen Augite stets normales Verhalten aufweisen, deutet darauf hin, dass die Ausbildung der Aetzfiguren in einem engen Zusammenhange mit der chemischen Zusammensetzung steht. Ich vermuthe, dass eines der Silicate, aus denen die Krystallmolekel der Augite besteht, monoklin-hemiëdrisch ist, und dass die Quantität, in welcher die betreffende Verbindung beigemischt ist, in der Form der Aetzfiguren zum Ausdrucke kommt.

Die Untersuchung wird in dieser Richtung fortgesetzt.

Um aber eine richtige Auffassung der vorgebrachten Thatsachen zu ermöglichen, muss noch Folgendes erwähnt werden:

Am Magnesit und Siderit beobachtete Tschermak[1]), dass bei der Aetzung neben symmetrischen Aetzfiguren auch asymmetrische in ergänzenden Stellungen vorkommen. Er hat aus diesen Beobachtungen den Schluss gezogen, dass man Siderit und Magnesit entweder als Verwachsung eines rhomboëdrisch-hemiëdrischen Minerals mit einem noch unbekannten tetartoëdrischen ansehen könne, oder als durchaus tetartoëdrisch, dass aber die Mischung von linken und rechten Theilchen eine so innige sei, dass dadurch die Aetzfiguren beider gewöhnlich vereinigt, als monosymmetrische Vertiefungen sich bilden. Als dritte Möglichkeit gibt er an, beide Minerale als rhomboëdrisch gelten zu lassen und die asymmetrischen Figuren als Ausnahmen zu betrachten. Becke ist geneigt, diesen dritten Erklärungsversuch als das Richtige zu betrachten. Er sagt (Ueber Dolomit und Magnesit, Mineral. u. petrogr. Mittheilungen, Bd. IX, pag 254):

---

[1]) Ueber die Isomorphie der rhomboëdr. Carbonate und des Natronsalpeters. (Tschermak's Mineral. u. petrogr. Mittheilungen, Bd. IV, pag. 112.)

Digitized by Google

„Die Beobachtung hat seither einige Fälle kennen gelehrt, wo die Aetzfiguren einen geringeren Grad von Symmetrie zeigten, als nach der Krystallform zu erwarten war. In diesen Fällen (z. B. monosymmetrische Aetzfiguren auf der Würfelfläche des Pyrit und auf der Oktaëderfläche von Magnetit) liess sich zeigen, dass eine Verzerrung vorliegt, hervorgebracht durch Störungen im Aufbau des Krystalls, die mit der Art seines Wachsthums zusammenhängen".

Beckenkamp beobachtete eine ähnliche Discordanz zwischen der Flächensymmetrie und der Symmetrie der Aetzfiguren am Aragonit (Die Mineralien der Aragonitgruppe, Zeitschr. f. Kryst., Bd. XIV, pag. 381) und schloss daraus, dass jedes „Individuum" hemimorph nach *b* und *c* sei.

Auch für die Augite möchte ich an dem von mir vorgebrachten Erklärungsversuche festhalten, da gerade solche Krystalle, welche am wenigsten zu der Annahme von Störungen Anlass geben, diese anormale Aetzung zeigen.

Baryt.

Der Schichtenbau des Baryt ist zuweilen sehr deutlich ausgeprägt. Manche Krystalle von Felsöbanya besitzen folgenden Bau: Der Kern, von Längsfläche und Makrodoma begrenzt, zeigt schwach gelbliche Färbung; auf ihn folgt eine licht himmelblaue Schichte von geringer Dicke und abweichender Gestalt; es treten nämlich an ihr zwei neue Formen auf: das aufrechte Prisma und das Brachydoma. Die äusserste Schichte ist wieder fast farblos mit einem Stich in's Blaue und zeigt auch die beiden hinzugekommenen Formen.

Die blaue Farbe gleicht ganz derjenigen mancher Cölestine (z. B. jener von Sicilien), welche von Wittstein auf spurenweise beigemengtes Eisenphosphat, von Muthmann aber auf Spuren von schwarzem Schwefel zurückgeführt wird. Meine Bemühungen, die Ursache dieser Blaufärbung zu ermitteln, sind durchaus resultatlos geblieben. Die Krystalle von Schemnitz sind ähnlich gebaut; sie bestehen meist aus einem klaren Kern und einer trüben Hülle von bläulicher Farbe. Die Baryte von Přibram sind seit langem bekannt als Beispiele für die Veränderung des Krystallhabitus im Verlaufe des Wachsthums. Die äussere Form des Krystalles wird bestimmt durch die Formen: Längsfläche, aufrechtes Prisma, Brachydoma. Im

Digitized by Google

Inneren der trüben — weissen oder schwach röthlichen — Krystalle erblickt man einen ganz farblosen Kern, der nur von Längsfläche und Makrodoma begrenzt ist.

Das Wachsthum dieser Krystalle muss in folgender Weise vor sich gegangen sein: Zuerst bildete sich ein farbloser Kern von der angegebenen Form; hierauf trat eine Aenderung der Bildungsbedingungen ein, — der Wechsel der Farbe deutet auf das Hinzutreten eines Lösungsgenossen — was zur Folge hatte, dass der Krystall mit anderem Habitus weiter wuchs. Die neue Substanz wurde aber fast ausschliesslich auf dem Makrodoma abgesetzt, da der Kern durch die Längsfläche nicht sichtbar sein könnte, wenn auf ihr ebenfalls die weisse oder röthliche Substanz abgesetzt worden wäre; zum Schlusse folgte wieder eine Schichte durchsichtiger Substanz auf allen Flächen. Es wäre aber zweifellos irrig, wollte man annehmen, dass während der Zeit, als auf dem Makrodoma die weisse oder röthliche Substanz abgesetzt wurde, das Wachsthum der Längsfläche überhaupt sistirt gewesen wäre; die Dickenzunahme erfolgte nur ausserordentlich langsam und vielleicht eben deswegen wurde die beigemischte Substanz zurückgewiesen. Die Stufe, welche dieser Beschreibung zugrunde liegt, zeigt aber noch eine weitere Eigenthümlichkeit. Während der Baryt gebildet wurde, schied sich auch Kupferkies aus, und zwar scheint der Absatz des letzteren erst nach der Bildung der Barytkerne begonnen zu haben; die kleinen, wie Punkte erscheinenden Krystalle von messinggelber Farbe haben sich auf die Makrodomenflächen des Baryt angesetzt, wodurch die Zuwachsschichten nach dieser Form sehr deutlich hervorgehoben werden. An einem Krystalle ist der Rand des Kernes mit Kupferkieskryställchen besetzt und die oben erwähnte letzte Zuwachsschichte lässt den dem Kerne entsprechenden Theil der Längsfläche frei, so dass also eine dem Kerne entsprechende Vertiefung auf der Längsfläche des fertigen Krystalles erscheint; auf derselben Stufe sitzen auch Krystalle, bei denen dann auf dem mittleren Felde der Längsfläche Kalkspath in Form eines rauhen Ueberganges abgesetzt ist. Die eben besprochene Barytstufe bietet also für das Studium des Krystallwachsthums mehrere wichtige Erscheinungen dar:

1. Die Veränderung des Habitus der Barytkrystalle, welche zeitlich mit dem Auftreten der Kupferkiesausscheidung zusammenfällt.

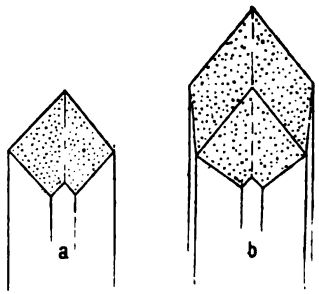
Digitized by Google

2. Die Ablagerung gewisser Substanzen ausschliesslich auf den Makrodomenflächen.

3. Das Freilassen eines bestimmten Areales auf der Längsfläche seitens der zuletzt ausgeschiedenen Barytsubstanz.

Andere Přibramer Stufen zeigen Besonderheiten in der Vertheilung des Farbstoffes. Nicht selten findet man Krystalle, deren oberes Ende, der „Kopf", gelb gefärbt ist. Es sind dies, soweit mir Material zur Verfügung gestanden ist, stets die säulenförmig ausgebildeten Krystalle der Combination: $d = (120)$, $b = (010)$, $m = (101)$, $o = (011)$. Die Gesetzmässigkeit in der Vertheilung des Farbstoffes glaube ich folgendermassen richtig zu deuten: Der die Färbung bedingende Stoff ist nur im Anwachskegel des Brachydoma enthalten. Dadurch aber, dass die Flächen der Prismenzone bedeutend weniger Stoff ansetzen, kommt ein scheinbares Uebergreifen der Anwachskegel auf die Prismenflächen zu Stande, wie die nebenstehende Figur zeigt.

Fig. 9.



a normaler Anwachskegel.
b Anwachskegel rasch wachsender Dornenflächen.

Schichtenbau zeigt nach J. Valentin (Ueber Baryt aus dem Kronthal im Elsass. Zeitschr. f. Kryst., Bd. XV, pag. 576) auch der von ihm beschriebene Baryt. „Manche von den Krystallen lassen einen ausgezeichneten Schalenaufbau erkennen. Der durchsichtige Kern zeigt da, wo die trübe, äussere Hülle abgesprengt ist, die glänzenden Krystallflächen des Prisma und des Brachypinakoids."

Ein wichtiges Beispiel für den Schichtenbau wurde durch C. Luedeking und H. A. Wheeler bekannt gemacht. (Americ. Journ. of Science, Vol. XLII, pag. 495. — Notes on a Missouri Barite.) Ihrer Mittheilung ist folgendes zu entnehmen: Der farblose Baryt von Pettis Cty. Mo. lässt bei der Durchsicht durch die Längsfläche (010) [welche von den Verfassern als „basic Pinakoid" genommen wird] weisse und gelbe Schichten erkennen. Die Ablagerung dieser Substanzen hat auf allen anderen Flächen (Pyramiden und Brachydoma) stattgefunden, nur die Längsfläche ist frei davon; dies ist ein Beweis, dass den Krystallflächen eine gewisse auswählende

Digitized by Google

Kraft zukommt. Die Verfasser analysirten die Substanz der weissen und gelben Schichten und fanden die nachstehend angegebenen Resultate. Es ist nur zu bedauern, dass keine Analyse der farblosen Hauptmasse des Krystalls ausgeführt wurde, weil man ohne eine solche nicht in der Lage ist, zu beurtheilen, was die abweichende Beschaffenheit der Schichten bedingt hat.

Baryumsulfat	87·2
Strontiumsulfat	10·9
Calciumsulfat	0·2
Ammoniumsulfat	0·2
Wasser	2·4

Das Strontiumsulfat ist eine isomorphe Beimischung, die beiden anderen Stoffe sind mit dem Baryt nicht isomorph. Merkwürdig ist das Auftreten des Ammoniumsulfates.

Von den in der reichhaltigen Baryt-Literatur niedergelegten Beobachtungen über den Schichtenbau der Barytkrystalle will ich nur einiges, das mir besonders wichtig erscheint, aus der Abhandlung von R. Helmhacker: „Ueber die Baryte des eisensteinführenden böhmischen Untersilurs, sowie der Steinkohlenformation und über Baryt im Allgemeinen“ (Denkschriften der Wiener Akademie. Math.-naturw. Cl., Bd. XXXII, 2. Abth., pag. 1) anführen: Ein Krystall von der Form: (210) (101 (011) zeigt einen Kern: (210) (011). „Sowohl der äussere als der Innenkrystall sind wasserhell; die Unterscheidung des Kernes von der Schale eine ungemein deutliche; denn die Fläche (011) des Kernes ist stark roth, wie es scheint von Hämatit, der darauf höchst fein vertheilt ist; der Kern von der Form (210) ist nur an den verticalen Kanten durch mehr reihenweise auftretende Färbung zu unterscheiden, obwohl die Flächen derselben auch durch feine Streifchen von rother Farbe in verticaler Richtung nur hie und da gestrichelt sind.“

In zahlreichen, nach (010) tafelförmigen Krystallen beobachtete Helmhacker: „Weissliche bis weisse Streifen entweder unregelmässig oder parallel einer oder allen Flächen von *M* (101) wie eingelegt, was eine unvollständige, bis ziemlich deutlich entwickelte Schalenbildung andeutet, indem der mehrmals wie eingeschachtelt umhüllte Kern stets die Form (101) (010) ganz oder theilweise zeigt, mag die endliche Ausbildung der Krystallflächen was immer für eine sein.“ „Doch nicht immer deuten weisse Streifen eine Schalenbildung

Digitized by Google

an; sondern in manchen grösseren Krystallen finden sich einzeln zerstreute oder zu Häufchen verbundene, winzig kleine, dem blossen Auge kaum sichtbare Kryställchen von Cinnabarit im Krystallinneren — — — — durch Kryställchen, die parallel den Flächen (101) einmal oder alternirend interpolirt sind, wird im Krystall die Schalenbildung mehr oder weniger scharf angedeutet." An einer anderen Stelle schreibt Helmhacker: „Die Schalenbildung ist an diesen Krystallen (Baryte v. Krašná hora) keine seltene Erscheinung."

„Die umhüllten Krystalle, sehr oft von verschiedener Form als die der umhüllenden Schale sich darstellend, werden durch farbige Zonen im Krystallinneren, die parallel sind gewissen Flächen, unterschieden, wenn nicht der Krystallkern durch seine eigene Farbe absticht.

Eine eigenthümlich wiederholte Schalenbildung wird an manchen Krystallen beobachtet."

So z. B. zeigt ein Krystall einen schmutzig honiggelben Kern von der Form (101) (011) (010), in welchem selbst noch die Schalenbildung durch schmutzig gefärbte Zonen parallel den Flächen von *M* deutlich ausgebildet ist. Auf der Oberfläche des Kernes sind bis mohngrosse Pyritkryställchen dicht neben einander aufgewachsen, wodurch die Trennung des gefärbten Krystallkernes von der wasserhellen Schale noch deutlicher wird. Allein in der wasserhellen Schale ist wiederum durch schwache röthliche Zonen — von ungemein fein vertheiltem Hämatit herrührend — eine wiederholte Schalenbildung parallel den Flächen (011) (210) (101) angedeutet.

Die Bemerkung Helmhacker's, „dass die Krystallformen des Kernes und der Schale von einander unabhängig seien", indem „ein Zwillingskrystall als Kern in einem einfachen Krystallkern auftritt, oder dass ein einfacher Krystallkern von einer zwillingsartig ausgebildeten Krystallschale umhüllt wird", erledigt sich dadurch, dass der oben erwähnte „Zwillingskrystall als Kern" überhaupt kein Zwilling ist, sondern eine parallele Verwachsung nach (001), wie aus der Fig. 20 auf Taf. II der Arbeit Helmhacker's unzweifelhaft hervorgeht.

Als Ergebnisse unserer Untersuchung des Baryt wäre hervorzuheben:

1. Der Baryt ist ein Mineral, welches den Aufbau aus Schichten in ausgezeichneter Weise erkennen lässt.

Digitized by Google

2. Die Schichten treten entweder dadurch hervor, dass sie von verschiedener Färbung sind; oder dadurch, dass parallel zu den Krystallflächen fremde Minerale eingelagert sind.

3. Die auswählende Kraft der verschiedenen Flächen einer Combination zeigt sich beim Baryt in ganz ausgesprochener Weise. Die Hämatit- und Cinnabariteinschlüsse, welche Helmhacker beobachtete, liegen stets nur auf gewissen Flächen (meist auf den Flächen 101); auch die dilute Färbung der Přibramer Krystalle folgt den Anwachspyramiden einer gewissen Form.

4. Soweit unsere Kenntnisse reichen, sind bei der Anlagerung verschiedener Substanzen auf krystallographisch verschiedenen Flächen stets Stoffe betheiligt, welche nicht isomorph sind mit der Hauptmasse des Krystalls.

Zinnerz.

Ueber den inneren Bau der Zinnerzkrystalle ist wenig bekannt. In dem von Schrauf veröffentlichten Manuscripte Madelung's (Zeitschr. f. Kryst., Bd. VII, pag. 75) wird das Zinnerz zum erstenmale als anormal zweiaxig aufgeführt (Zinnerz von St. Christoph bei Breitenbrunn in Sachsen). Weitere Angaben über den Bau der Krystalle werden aber nicht gemacht.

In Rosenbusch's „Mikroskopischer Physiographie der gesteinsbildenden Minerale" (Bd. I, pag. 352) heisst es: „Im durchfallenden Lichte gelblich bis braun oder roth in verschiedenen Tönen; selten nahezu farblos, oft in Bändern und Streifen oder in concentrischen Zonen verschiedenfarbig; im auffallenden Lichte fast metallischer Diamantglanz. Bisweilen ist ein schwacher Pleochroismus wahrnehmbar. Das Interferenzkreuz zerfällt nicht selten bei der Drehung der Präparate in Hyperbeln. — Optisch positiv.

Zinnerz von Schlaggenwald.

Schliffe senkrecht zur Verticalaxe zeigen einen Aufbau aus hellen und dunkleren Schichten. Der Kern des Krystalles ist gewöhnlich ganz dunkel gefärbt; keine der folgenden Schichten erreicht den Kern in Bezug auf die Tiefe der Färbung. Die Schichten sind nicht an allen Stellen von gleicher Dicke; zuweilen keilt die eine oder

Digitized by Google

die andere ganz aus. Sehr merkwürdig ist das Verhalten der Prismenkanten. In einer lichten Schichte tritt plötzlich eine Abstumpfung der Kanten durch zwei Flächen eines ditetragonalen Prisma auf, dessen Kanten ihrerseits wieder durch die Flächen des verwendeten Prisma abgestutzt werden.

Der Winkel der beiden Flächen des ditetragonalen Prisma beträgt ca. 66° (im Fuess'schen Mikroskope gemessen), woraus sich mit Wahrscheinlichkeit die Form (320) ergibt, welche den Winkel 66° 19′ verlangt. (Siehe Dana, pag. 234.) In der darauffolgenden dunklen Schichte zeigt sich deutlich die Tendenz, die Flächen an den Prismenkanten wieder zum Verschwinden zu bringen; dies wiederholt sich ein paar Mal, wobei zuweilen die Substanzanlagerung auf dem verwendeten Prisma eine derart energische wird, dass im Durchschnitte auf (100) ein dunkles Dreieck entsteht, von welchem sich auf die Prismenflächen (110) und ($1\bar{1}0$) nur ganz schmale Streifen fortsetzen. Man sieht hier deutlich, dass Flächen, auf welchen sich viel Substanz ablagert (hier 100), verschwinden müssen und dass dementsprechend die Krystalle stets von Flächen langsamsten Wachsthums eingeschlossen sein werden. (Vergl. Becke, Der Aufbau der Krystalle aus Anwachskegeln, pag. 17.) Weiter nach aussen wird dann die Sache etwas undeutlicher, indem die Grenzen der einzelnen Schichten nicht mehr so scharf abgesetzt sind. Immerhin aber sieht man, dass das Voraneilen im Wachsthume seitens der Flächen des verwendeten Prisma aufgehört hat, so dass die Anwachspyramiden derselben normale Formen annehmen und sich nur durch die dunklere Färbung von den übrigen Partien unterscheiden.

Schnitte nach (110) zeigen in der Mitte lichtere Färbung und zu beiden Seiten dunkle Streifen, welche den Anwachskegeln nach (100) entsprechen. In dieser Platte sind die Schwingungen $// c$ in den mittleren Theilen braun, in den seitlichen Streifen granatroth; hingegen jene $\perp c$ in ersteren gelb, in letzteren braun. Ueber den Pleochroismus des Zinnsteines lag ausser der bereits angeführten kurzen Bemerkung in Rosenbusch's Physiographie keine Angabe vor. In jüngster Zeit hat auch Arzruni eine diesbezügliche Beobachtung veröffentlicht (Zeitschr. f. Kryst., Bd. XXV, pag. 469). Der von ihm beschriebene künstliche Kassiterit zeigte braune oder hellviolette Farbe und im letzteren Falle deutlichen Pleochroismus; es waren die Schwingungen $// c$ farblos, die dazu senkrechten rosafarben.

Digitized by Google

Platten parallel (100) endlich zeigen folgendes Verhalten: Durch die Mitte des Präparates verläuft ein axialer, dunkler Streifen; rechts und links davon erscheinen breite Partien mit dem Pleochroismus braun-gelb, wie oben angegeben wurde; zu beiden Seiten folgen dann ziemlich scharf abgegrenzt dunkle Partien, deren Färbung gegen den Rand zu intensiver wird. Der Schnitt verhält sich demnach genau so, wie es sich nach dem bereits geschilderten Baue der Krystalle erwarten lässt. Die Fig. 10 gibt einen solchen Schnitt nach 100 wieder; die schematische Fig. 11 veranschaulicht durch die Linie SS' die Lage des in der vorhergehenden Figur abgebildeten Schnittes.

Fig. 10.

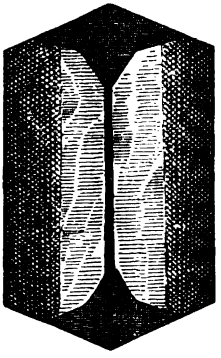
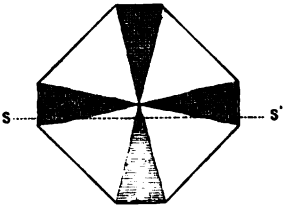


Fig. 11.



Ausser den angegebenen Erscheinungen zeigt ein Schliff nach (100) aus einem Schlaggenwalder Krystalle noch folgendes:

Der mittlere dunkle Streifen setzt sich nach oben und unten fort, indem er sich verbreitet, wobei seine Contouren zuerst unter circa 60° divergiren, um dann schliesslich fast horizontal zu verlaufen. Die Erscheinung steht zweifellos im Zusammenhange mit den Anwachskegeln der verwendeten Pyramide; ich bin aber nicht im Stande alle Einzelheiten in befriedigender Weise zu deuten.

Das reine Zinnoxyd stellt eine farblose Masse dar; die Farbe der Zinnsteinkrystalle muss demnach von beigemengten Stoffen herrühren. Alle Analysen geben mehr oder minder beträchtliche Mengen von Fe_2O_3 an; für das Schlaggenwalder Vorkommen beträgt der Gehalt an Eisenoxyd nach Dana (6. Aufl., pag. 235) 0·12 Procent. Da nun die angegebene Eisenverbindung sicher nicht als isomorph mit Zinnstein angesehen werden kann, so haben wir einen Fall vor uns,

Digitized by Google

welcher am meisten Aehnlichkeit mit jenem der künstlichen Färbung der Krystalle durch Farbstoffe aufweist. Hier wie dort zeigt sich in den gefärbten Krystallen ein Pleochroismus, welcher der an sich farblosen Substanz natürlich fremd ist. Lehmann (Zeitschr. f. phys. Chemie, Bd. VIII, Ueber künstl. Färbung von Krystallen) glaubte gefunden zu haben, dass bei solchen durch Pigmente gefärbten Krystallen, welche Pleochroismus zeigen, der schwächer gebrochene Strahl farblose oder nahezu farblose Schwingungen besitze. Es hat sich aber herausgestellt, dass dieser Satz keineswegs Anspruch auf allgemeine Giltigkeit erheben könne; auch der künstliche Zinnstein zeigt das gegentheilige Verhalten. Da er optisch positiv ist, so entspricht den Schwingungen parallel zur Hauptaxe, welche, wie eben ausgeführt wurde, lichter gefärbt oder farblos sind, der grössere Brechungsexponent. Arzruni fand $\varepsilon - \omega = 0{\cdot}0961$ für *Na*-Licht (vergl. auch Lehmann, Molecularphysik, Bd. I, pag. 474).

Die Untersuchung des Zinnsteins ergab also, dass er einfachen Schichtenbau, d. h. eine Aufeinanderfolge deutlich unterscheidbarer Schichten zeigt, und dass die Anwachspyramiden der Form (100) durch intensivere Färbung ausgezeichnet sind, wodurch Sanduhrstructur (im weiteren Sinne des Wortes) hervorgerufen wird. Bei dem geringen Gehalte an fremden Stoffen, den die Analysen nachweisen, ist die Annahme einer isomorphen Beimischung zur Erklärung des Sanduhrbaues so gut wie ausgeschlossen.

Calcit.

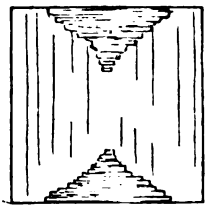
Die ersten Mittheilungen über Schichtkrystalle dieses Minerales rühren von Tschermak her, welcher im Bd. XL der Sitz.-Ber. d. Wiener Akademie, pag. 109 Calcitkrystalle beschrieb, die einen dunklen Kern von der Form $-2R$ besassen, während die Hülle das Grundrhomboëder R zeigte.

Sehr schöne Schichtkrystalle kommen auf Andreasberger Stufen vor. Die sogenannten „Kanonenspathe", Krystalle der Combination: Prisma und basisches Pinakoid, zeigen schon äusserlich auf der Endfläche ausgezeichnete Zonalstructur, die einzelnen Zonen sind abwechselnd farblos und weiss und besitzen alle die gleiche Form.

Digitized by Google

In der Mitte der Basisfläche liegt ein weisses Sechseck, um dieses herum legen sich farblose Zonen, zwischen die sich hie und da ein weisses Band oder eine deutliche weisse Schichte einschiebt. Durch Streifungen oder durch das Aneinanderstossen von farblosen und weissen Partien zerfällt die Endfläche in sechs Dreiecke, deren Spitzen im Mittelpunkte der Endfläche liegen und deren Grundlinien die Seiten des Sechseckes bilden. Ein Längsschnitt durch einen abgebrochenen Krystall zeigt Streifen parallel den Prismenkanten und ein weisses Dreieck, dessen Basis in dem weissen Mittelfelde des Pinakoids liegt und dessen Spitze in etwa einem Drittel der Höhe des Krystalles sich befindet. Da auch die untere Endfläche dasselbe Verhalten, wenn auch weniger deutlich, zeigt, so besitzt der Krystall eine sanduhrähnliche Structur. Die Anwachskegel (beziehungsweise Anwachspyramiden) der Basis sind trüb, der übrige Krystall ist farblos (siehe Fig. 12). Ein Dünnschliff parallel zur Basis des trüben Anwachskegels der Endfläche zeigte, dass zahlreiche Hohlräume vorhanden seien; dieselben besitzen die Form von Dreiecken, Parallelogrammen und Trapezen; ihre Begrenzungselemente laufen den horizontalen Krystallaxen parallel.

Fig. 12.



Betrachtungen über das Wachsthum derartig gebauter Krystalle führen zu folgenden Schlüssen:

1. Der Krystall kann in den verschiedenen Stadien seines Wachsthums immer jene Dicke besessen haben, welche durch die entsprechende weisse Schichte auf der Endfläche bezeichnet wird: dann müsste man aber annehmen, dass am Schlusse farblose Schichten ringsherum nur auf den Prismenflächen abgesetzt worden wären, oder

2. Der ursprünglich farblos angelegte Krystall hat in einem bestimmten Stadium seines Wachsthums in der Mitte seiner Endfläche ein Feld von anderem Baue angelegt und dieses Feld hat sich dann weiterhin erhalten und vergrössert. Diese letztere Erklärung scheint die richtigere zu sein, da alle Krystalle derselben Stufe das gleiche Verhalten zeigen; auch die kleinen Individuen besitzen den centralen Fleck auf der Endfläche. Ueberdies sind von vielen anderen Mineralien, z. B. Pyrit, Fluorit, ähnliche Erscheinungen bekannt und speciell bei den beiden letzten Mineralien als auf hypo-

Digitized by Google

paralleler Anordnung der Theilchen erkannt worden (vergl. Becke, Aetzvers. am Fluorit).

Ein anderes Verhalten zeigen zwei Stufen, von denen die eine die (wahrscheinlich irrthümliche) Fundortsbezeichnung „Samson Andreasbai" trägt, vermuthlich aber ebenso wie die zweite von Andreasberg herstammt.

Die Krystalle bilden niedrige Säulen; die den Abschluss bildenden Basisflächen zeigen nur selten regelmässig sechsseitigen Umriss; gewöhnlich sind drei Seiten länger, drei kürzer; in der Mitte erscheint ein dreiseitiger matter Fleck, der bei genauer Betrachtung als aus drei ungemein wenig gegen einander geneigten Rhomboëderflächen bestehend erkannt wird.

Der Aufbau der Krystalle ist folgender:

In der Mitte des Krystalles liegt eine zur Basis parallele Platte aus völlig durchsichtigem Kalkspath; die Platte setzt durch die ganze Dicke des Krystalls hindurch; nach oben und unten folgt dann je eine beiläufig ebenso dicke weisse Schichte und zum Schlusse beiderseits wieder eine ziemlich dicke farblose Platte. Der ganze Krystall bietet demnach die Erscheinung dar, als ob er aus einer Anzahl gleich grosser Scheiben durch einfaches Aufeinanderschichten gebildet wäre. Ein Dünnschliff parallel zur *c*-Axe lehrt, dass die Trübung von Hohlräumen herrührt, welche parallel zur Basis angeordnet sind.

Da die Krystalle auf ihrer Unterlage frei aufsitzen, kann also eine äussere Einwirkung durch Druck etc. nicht stattgefunden haben; es bleibt demnach kaum eine andere Annahme übrig als die, dass von einem gewissen Zeitpunkte an der Absatz der Substanz fast nur auf der Endfläche stattgefunden habe.

Ein ähnliches Verhalten zeigt der Turmalin, von welchem später noch die Rede sein wird. Die Erscheinung hängt damit zusammen, dass krystallographisch verschiedene Flächen eines Krystalles verschiedene Löslichkeit besitzen, wie später eingehender erörtert werden wird.

Sehr deutlich ausgesprochenen Schichtenbau weisen auch die Krystalle von Hostoe auf den Faröer-Inseln auf. Dieselben sind rauchbraun gefärbt, ähnlich wie die Rauchquarze, zeigen einzig und allein die Form eines Rhomboëders und besitzen gekrümmte, mit warzenähnlichen Vorragungen besetzte Flächen. Da der Winkel an

Digitized by Google

der herablaufenden Kante des Rhomboëders mit dem Anlegegoniometer gemessen, beiläufig 91° ergab, dürfte die Form $h = -\frac{3}{2}R = \pi\,(03\bar{3}2)$ vorliegen. Ein Schliff durch die Mitte eines Krystalles lehrt, dass der Kern ganz dunkelbraun, fast schwarz ist, eine darüber liegende Schichte von gleicher Form ist braun und die äussere Hülle endlich ist bräunlich gelb. Hier kann man auch deutlich die Anwachspyramiden der vier, den Schliff begrenzenden Rhomboëderflächen von einander unterscheiden. Die geschilderte Erscheinung hat viele Aehnlichkeit mit dem Verhalten mancher Stoffe beim Krystallisiren aus Lösungen, denen irgend ein Farbstoff zugesetzt wurde. Die zuerst abgesetzten Schichten sind meist dunkel; die späteren werden immer lichter und oft legt sich aussen um den ganzen Krystall eine farblose Schichte herum. Dabei kann man aber an der abnehmenden Dicke der aufeinanderfolgenden Schichten erkennen, dass die Geschwindigkeit des Wachsthums das erwähnte Verhalten bedingt. Da aber bei dem Calcit von Hostoe der Kern klein, die erste Schichte schmal und die äussere Hülle breit ist, so scheint eine andere Ursache zu Grunde zu liegen. Vermuthlich hat die Zusammensetzung der Lösung überhaupt im Laufe der Zeit eine Veränderung erfahren. Jedenfalls aber war die Menge des die Färbung bewirkenden Stoffes ohne Einfluss auf die Ausbildung der Form.

Turmalin.

Beim Turmalin geht die Schichtenbildung fast immer Hand in Hand mit optischen Anomalien. Aus der Zusammenstellung bei Brauns (Opt. Anomal., pag. 273) entnehme ich Folgendes:

„Eine Platte von grünem brasilianischen Turmalin liess deutlich zonalen Aufbau erkennen, ein hellgrüner hexagonaler Kern war von einem dunkelgrünen Rande umgeben. Die dem letzteren angehörenden Theile der Platte gaben sehr gestörte Interferenzbilder", während der innere Theil stellenweise normales Verhalten aufwies.

„Ein Turmalin von Elba ist in der Mitte farblos, am Rande rosaroth; unter dem Mikroskop sieht man, dass die rothe Farbe nicht gleichmässig, sondern unregelmässig fleckig vertheilt ist. Eine Platte parallel der Basis verhält sich, im parallelen Lichte unter-

Digitized by Google

sucht, im Bezirke der farblosen Mitte normal; am Rande erscheint sie graulich und gelblich gefleckt. Im convergenten Licht erweist sich die Mitte als einaxig, der Rand als zweiaxig."

„Eine andere Platte aus einem Turmalin von Elba schien roth und war rissig, unter dem Mikroskop sah man, dass die Hauptmasse wieder farblos war; die rothe Farbe war fleckig vertheilt und an die Risse gebunden."

„Die Krystalle sind oft in ihrer ganzen Masse gleich gefärbt, oft auch wechselt die Farbe von Schicht zu Schicht, oder unregelmässig von Fleck zu Fleck." Um Aufschlüsse über den Schichtenbau des Turmalins zu gewinnen, habe ich aus einigen Turmalinkrystallen von Elba (sogenannten Mohrenköpfen) Längsschnitte hergestellt, an welchen folgende Erscheinungen zu beobachten sind:

Präparat I. Der Kern ist dunkelbraun, in dem circa 1 Millimeter dicken Schliffe undurchsichtig und nach oben durch Rhomboëderflächen abgeschlossen. Die nachfolgende Schichte ist licht bräunlichgrün; ihre Dicke beträgt auf den Rhomboëderflächen circa 1 Millimeter, auf den Prismenflächen 0·1 Millimeter; sie ist nach oben zu undeutlich abgegrenzt und geht in das vollkommen farblose Ende des Krystalles über; diese farblose Schichte ist etwa 6 Millimeter dick; auf den Prismenflächen wurde keine farblose Substanz abgelagert.[1]) Der Krystall ist durch das basische Pinakoid abgeschlossen.

Präparat II. Der Kern des Krystalles ist braun, bei 1 Millimeter Dicke durchscheinend; auf den Prismenflächen liegt eine circa 1·5 Millimeter dicke bräunlichgelbe Schichte, das obere Ende des Krystalls ist grün.

Präparat III. Ein vollkommen farbloser Krystall, hat ein violettes Ende; ein Absatz violetter Substanz auf den Prismenflächen hat sicherlich nicht stattgefunden, da man dies unbedingt wahrnehmen müsste, selbst wenn die abgelagerte Schichte noch so dünn wäre. In dem gefärbten Ende wechseln wieder grauviolette mit röthlichvioletten Schichten ab.

Präparat IV zeigt dasselbe wie III; nur ist hier auch auf einer Prismenfläche farbige Substanz abgelagert; sie ist aber nicht violett, wie der Kopf, sondern grün.

---

[1]) Es ist wohl überflüssig zu bemerken, dass der Rand des Schliffes vollkommen intact war.

Digitized by Google

Präparat V: Der Kern ist braun; die erste Schichte ist grün, aber ganz undeutlich abgesetzt, so dass sie eigentlich noch zum Kerne zu rechnen ist; dann folgt eine fast farblose Schichte, welche auf den Prismenflächen ausserordentlich dünn (unter 0·1 Millimeter) ist, auf den Rhomboëderflächen aber beträchtliche Dicke erreicht. Den Schluss bilden wieder violette Schichten von abwechselnd hellerer oder dunklerer Farbe; auch hier ist von einem Absatz violetter Substanz auf den Prismenflächen absolut nichts zu bemerken.

Aus den vorstehenden Beobachtungen ergibt sich: 1. dass das Wachsthum der Turmalinkrystalle auf den Rhomboëderflächen ungleich rascher erfolgt, als auf den Prismenflächen — was übrigens aus der Betrachtung langsäulenförmiger Krystalle a priori klar ist, 2. dass gewisse Substanzen nur auf den Rhomboëderflächen abgelagert werden. Damit ist aber nicht gesagt, dass während der Bildung des violetten Endes die Prismenflächen überhaupt keine Substanz angelagert hätten; das Wachsthum erfolgte nur ungemein langsam und unter Zurückweisung des die violette Färbung bedingenden Stoffes.

Fluorit.

Der Krystallbau dieses Minerales ist wegen der optischen Anomalien seit Brewster's Arbeit (Ed. Transact. VIII, I, 1815, pag. 195) wiederholt Gegenstand sorgfältiger Untersuchungen gewesen. Soweit es sich hiebei um Erscheinungen im polarisirten Lichte handelt, hat R. Brauns in seinem Werke: „Die optischen Anomalien" eine Zusammenstellung der bisherigen Ergebnisse geliefert.

Bezüglich des Schichtenbaues der Flusspathkrystalle verdanken wir G. F. Richter die ersten ausführlichen Mittheilungen. In seiner Arbeit „Ueber einige merkwürdige Krystallisations-Erscheinungen" (Zeitschr. f. Physik und verwandte Wissenschaften, herausgegeben von A. Baumgartner, Bd. II, pag. 111 u. f.) schreibt er: „Zu den am häufigsten vorkommenden Krystallformen am octaëdrischen Flusshaloide gehört unstreitig das Hexaëder. Diese Hexaëder einiger Varietäten, welche durchsichtig sind, zeigen, durch zwei gegenüberliegende Seiten angesehen, im Innern häufig seltsame Liniirungen von verschiedenen z. Th. dunklen Farben. In dem Profile des Hexaëders,

Digitized by Google

welches man sieht, sind diese Linien den Kanten des Würfels parallel, laufen paarweise in einen Punkt zusammen und bilden hienach ein im Innern des Krystalls liegendes Quadrat. Dieses Quadrat scheint etwas hinter der Oberfläche des Hexaëders zu liegen. Oefters sieht man dahinter noch ein oder mehrere kleinere tiefer im Krystalle, doch so, dass sie einen gemeinschaftlichen Mittelpunkt haben. Dies Phänomen zeigt sich bei Krystallen der Art nach allen sechs Richtungen, in welchen man durch ein Hexaëder hindurchsehen kann. . . . Am häufigsten haben diese Linien violblaue Färbungen." Die Quadrate bilden sonach „Würfeloberflächen", welche „parallel der äusseren Oberfläche sind und mitten im Krystall inne liegen". „Die farbigen Schichten zeigen sich dabei zuweilen dick, oft aber sind sie ausserordentlich dünn."

„Diese Schichten hängen sehr häufig durchaus nicht mit dem Gesteine zusammen, auf welchem der Krystall aufgewachsen ist, noch kommen sie sonst auf irgend eine Weise mit der Oberfläche des Krystalls in Berührung." — — „Vielmehr muss man annehmen, dass die Entstehung dieser Schichten ursprünglich, d. h. mit dem Krystalle zu einer Zeit geschehen sei, und zwar so, dass nach einem gewissen Zeitraume, nachdem die Bildung einer Varietät Flussspath geendet hatte, eine neue von anderer Farbe sich bildete u. s. f. Der Krystall, an welchem Richter seine ersten Beobachtungen anstellte, war weingelb und umschloss im Innern zwei violblaue Schichten: ein anderer Krystall von Ehrenfriedersdorf war gleichfalls im Innern gelb, die „Oberfläche" war pflaumenblau. Flusspath von Cornwall zeigte „graue Färbungen und amethystblaue Streifungen im Innern". Ferner beobachtete Richter folgende Combinationen: Honiggelber Kern, violblaue Hülle, darauf folgend eine grüne Schichte, in welcher wieder „2 bis 3 violblaue Würfeloberflächen liegen". Ferner: Weisser undurchsichtiger Kern, honiggelbe Umhüllung. „Augenscheinlich ist aus diesen Beispielen, dass diese Krystalle sich aus diesen verschiedenen Varietäten gleichsam schalenartig aufgebaut haben. Die einzelnen Schalen sind vollkommen mit einander verwachsen und man hat Krystalle, bei denen man beim Auseinanderschlagen deutlich sieht, wie die Färbung allmählich von einer Ablagerung zur anderen intensiver und lebhafter wird, aber nicht etwa durch Uebergehen der Farben ineinander nach der Regel der Farbenscala, sondern so, als wenn zuerst nur wenige Theile von Flusspath der einen Färbung mit jenen der anderen gemengt und verwachsen, und

Digitized by Google

sodann immer mehrere mit der Entfernung von einer Fläche, wo diese Mittheilung begann, hinzugetreten wären, bis zuletzt nur die hinzugetretene Varietät allein sich fortgebildet hätte. Dies beobachtete ich an einem Exemplare von Breitenbrunn in Sachsen ziemlich deutlich." „Dieselben schalenartigen Ablagerungen oder den Aufbau in Schichten beobachtete ich eben so an Octaëdern am Flusspathe, die aus Derbyshire stammten. Das Innere dieser Krystalle war berggrüner, durchscheinender Flusspath, das Aeussere bestand aus einer graulichweissen und undurchsichtigen Varietät." Dieser Aufbau der Fluoritkrystalle aus concentrischen Schalen veranlasst den Autor, die Entstehung der Krystalle überhaupt zu betrachten, wobei er zu dem Schlusse kommt, dass man gezwungen sei, „den ersten Ursprung des Krystalles von derselben Form, aber unendlich klein für unsere Sinne sich zu denken".

Sehr wichtig ist der Umstand, dass Richter schon die Beobachtung gemacht hat, dass sich unter Umständen die Flächen verschiedener Formen einer Combination in Bezug auf die Annahme der färbenden Substanz verschieden verhalten können. Er schreibt pag. 115: „Bei diesen Fällen sind die Ablagerungen um den ganzen Krystall verbreitet, auf allen Flächen desselben vorhanden. Dies findet jedoch nicht immer statt. Die bergakademischen Sammlungen besitzen Flusspathkrystalle von Zinnwald in der Form H. O. (Hexaëder, Oktaëder), in denen die innere Combination hoch berggrün gefärbt ist, und die letzte Ablagerung sich nur auf die Octaëderfläche erstreckend, dunkel violblau ist. Merkwürdig ist bei dieser Bildung, dass diese blaue Ablagerung auch Hexaëderflächen zeigt, welche vollkommen in der Ebene der Hexaëderfläche der inneren Combination liegen." An Krystallen von Zinnwald beobachtete Richter, dass auf den Flächen des Hexaëders blasse, grünlichgraue Substanz abgelagert wurde, während die Anwachspyramiden des Ikositetraëders violblau waren. Auch die Erscheinung, dass sich im Laufe des Wachsthums der Habitus eines Krystalls völlig zu ändern vermag, war dem Autor schon bekannt. „Man kennt aus Illinois Hexaëder von grüner Farbe, welche im Innern rosenrothe Octaëder einschliessen. Von Freiberg besitze ich Flusspathkrystalle (Hexaëder) von graulichweisser Farbe, welche eine Combination von Hexaëder und Octaëder von derselben Farbe in paralleler Stellung einschliessen, deren Oberfläche durch einen schwachen Ueberzug von Eisenoxyd hervorgehoben

Digitized by Google

ist. In der Sammlung eines sich hier aufhaltenden Spaniers ist ein Hexaëder von durchsichtigem, berggrünem Flusspathe befindlich, in dem man wieder ein violblaues Hexaëder bemerkt, in diesem ist die Combination des Octaëders, Dodekaëders und Hexaëders enthalten. Die innere Combination ist wie das Ganze von blass berggrüner Farbe und sie zeichnet sich nur dadurch aus, dass auf der Octaëderfläche derselben eine dunkelviolblaue dünne Ablagerung aufgetragen ist. Den Parallelismus aller dieser Gestalten erweist die Theilbarkeit." Ferner werden Krystalle von Marienberg beschrieben, welche aus einem schwärzlichblauen Dodekaëder-Kerne und einer berggrünen Hexaëder-Hülle bestehen. Das Verständnis dieser Art des Schichtenbaues bereitete dem Verfasser grosse Schwierigkeiten. „Dem menschlichen Verstande wird leichter begreiflich sein, wie durch irgend eine gleichmässig über einer Krystallfläche wirkende Kraft Substanz des Krystalles aus einer Auflösung hat angezogen werden können und hiedurch der schalen- oder schichtenartige Aufbau desselben bewirkt worden ist, als einzusehen, wie ein eingeschlossener Krystall in anderer Form sich habe fortbilden können, oder wie eine Ablagerung anderer Form, als der eingeschlossene Krystall, sich gleichmässig rings um denselben habe bilden können". Heute ist uns diese Erscheinung nicht mehr so ganz unverständlich. Durch viele Erfahrungen bei der Krystallzucht sind wir darüber unterrichtet, dass geringe Mengen fremder Substanzen („Lösungsgenossen") die Krystallform wesentlich zu beeinflussen vermögen und speciell beim Fluorit sind wir, dank den schönen Untersuchungen Becke's (Aetzversuche am Fluorit, Tschermak's Mineral. u. petrograph. Mittheil., Bd. XI, pag. 349) in der Lage, noch eine andere Ursache namhaft machen zu können. Becke fand:

1. Krystallographisch gleichwertige Richtungen verhalten sich beim Auflösen gleich, ungleichwertige aber verschieden.

2. Die Lösungsgeschwindigkeit ist von der Natur des Lösungsmittels abhängig.

3. Für Säureätzung ergeben sich Minima der Lösungsgeschwindigkeit normal zur Würfel-, Oktaëder- und Dodekaëderfläche, wobei die Reihenfolge der Aufzählung zugleich den relativen Werten entspricht. Maxima erhält man:

1. In der Zone der Ikositetraëder,
2. „ „ „ „ Triakisoktaëder,
3. „ „ „ „ Tetrakishexaëder.

Digitized by Google

Bei Anwendung alkalischer Lösungsmittel ist die Reihenfolge der Maxima und Minima eine entgegengesetzte. Nun ist es aber a priori wahrscheinlich, dass bei der Abscheidung von Krystallen aus einer Lösung immer diejenigen Formen entstehen werden, denen die grösste Bestandfähigkeit zukommt. Demnach wäre zu erwarten, dass aus sauren Auflösungen[1]) Fluoritkrystalle in Würfelform sich abscheiden werden, nachdem die Hexaëderfläche gegen Säuren widerstandsfähiger ist, als Oktaëder- und Rhombendodekaëder; umgekehrt dürften muthmasslich die Oktaëder des Fluorits aus alkalischen Lösungen abzuleiten sein. Leider liegen in dieser Richtung noch gar keine Untersuchungen vor, so dass man die Richtigkeit des obigen Schlusses nicht weiter prüfen kann.

Wir dürfen aber doch als wahrscheinlich annehmen, dass bei der Bildung jener Krystalle, bei denen Kern und Hülle verschieden gestaltet sind, ein Wechsel des Charakters der Lösung stattgefunden hat.

Was den Zusammenhang zwischen der Feldertheilung (d. i. der Erscheinung, dass Platten nach den Würfelflächen im polarisirten Lichte in vier durch die beiden Diagonalen und die Quadratseiten begrenzte Dreiecke zerfallen, Platten nach dem Oktaëder hingegen in 3 Theile), der anormalen Doppelbrechung und der Schichtenstructur betrifft, so muss bemerkt werden, dass es bisher nicht gelungen ist, hier Klarheit zu gewinnen. Schon Hussak (Ein Beitrag zur Kenntnis der optischen Anomalien am Flusspath. Zeitschr. f. Kryst., Bd. XII, pag. 558) macht die Bemerkung: „Dass sich bei Untersuchung des prachtvoll zonal gebauten Würfels von Zinnwald, noch deutlicher aber an dem schön zonalen Flusspath von Schlaggenwald und Marienberg in Sachsen zeigt, dass die Doppelbrechung nicht abhängig ist vom zonalen Bau, denn doppeltbrechende Lamellen zeigen sich auch in den violblauen Schalen des Krystalls, jedoch büsst die Erscheinung durch die intensive Färbung an Deutlichkeit ein. So zeigen die Flussspathwürfel von Marienberg besonders in der farblosen Schale und im farblosen Kern deutlich die rechtwinklige Streifung. Nur in einem Falle zeigte sich ein deutlicher Zusammenhang zwischen zonalem Bau und der Doppelbrechung, und zwar an einem gleichmässig violett gefärbten Flussspath von Cumberland."

Auf Grund meiner eigenen Untersuchungen kann ich die Angaben Hussak's nur bestätigen. Ich habe aber aus meinen, aller-

[1]) Becke, loc. cit. 419.

Digitized by Google

dings nicht sehr zahlreichen Beobachtungen den Eindruck empfangen, dass bei jenen Krystallen, in welchen der Farbstoff unregelmässig wolkig vertheilt ist, die Doppelbrechung weniger gesetzmässig auftritt, während dort, wo verschieden gefärbte Schichten in bestimmter Reihenfolge alterniren, auch die Doppelbrechung gewisse Gesetzmässigkeiten, die sich insbesondere in der Feldertheilung zu erkennen geben, zeigt. Die Erscheinungen compliciren sich aber dadurch, dass manche Krystalle zweierlei Farbstoff enthalten, wie z. B. jene von Schlaggenwald: einen rothen, welcher unregelmässig vertheilt ist, und einen violblauen, der an bestimmte Schichten gebunden ist. Hier muss auch auf die Beobachtung Hussak's (loc. cit. pag. 557) aufmerksam gemacht werden, welcher fand, dass in einem Krystalle von Zinnwald der Farbstoff in der Form winziger violetter Globuliten auftrat, welche zu Fäden aneinandergereiht waren, welche den Seiten des Würfels parallel gingen. Becke (loc. cit. pag. 385) gelangte wieder seinerseits durch das Studium der Aetzfiguren zu dem Schlusse, dass in manchen Fluoritkrystallen „lineare Störungen des Molecularbaues" vorhanden seien, welche einmal parallel der Basis, ein anderes Mal parallel zur Axe der Anwachskegel orientirt sind. Die angeführte Beobachtung Hussak's macht es wahrscheinlich, dass die bei der Krystallisation mit aufgenommenen Stoffe die Ursache dieser Störungen seien. Da diese Störungen ferner an eine bestimmte Fläche oder eine lineare Richtung gebunden sind, so folgt daraus, dass sie Feldertheilung im Gefolge haben müssen, wenn sie überhaupt das optische Verhalten beeinflussen. Nehmen wir z. B. an, die Störung steht senkrecht auf einer Hexaëderfläche, so muss der Würfel in sechs Pyramiden zerfallen, deren Spitze im Mittelpunkte liegen und deren Basis die Würfelfläche ist. Während also eine Spaltbarkeit nach dem Würfel zur Folge hat, dass durch jeden Punkt des Krystalls 3 Spaltflächen gelegt werden können, sind diese Störungen an jedem Punkte eines Anwachskegels nur in einer Richtung vorhanden.

Im Fluorit haben wir wieder ein Mineral gefunden, bei welchem durch einen beigemengten Farbstoff, dessen Natur wir allerdings noch nicht kennen, in dem wir aber einen Kohlenwasserstoff vermuthen zu dürfen glauben, eine Färbung der Schichten veranlasst wird und es hat sich wie beim Zinnerz ergeben, dass sich bei der Aufnahme des Farbstoffes krystallographisch verschiedene Flächen verschieden verhalten.

Digitized by Google

Allgemeiner Theil.

Wenn man Krystalle aus Lösungen zieht oder durch Erstarrenlassen von Schmelzflüssen darstellt, so muss stets eine gewisse Uebersättigung, beziehungsweise Unterkühlung vorhanden sein, bevor die Krystallisation beginnt. Dieser Zustand der Uebersättigung, beziehungsweise Unterkühlung ist aber ein ganz anderer als jener, welcher nothwendig ist, um das Weiterwachsen eines in die Lösung (den Schmelzfluss) gebrachten Krystalles zu ermöglichen. Die Grösse des Unterschiedes dieser beiden Zustände ist für verschiedene Substanzen verschieden, je weiter aber die betreffende Substanz von ihrer normalen Löslichkeit entfernt ist, desto rascher wachsen dann die Krystalle. Wird in eine derart mehr oder weniger stark übersättigte Lösung ein Krystall der gelösten Substanz oder ein Krystallbruchstück eingebracht, so wird der Uebersättigungszustand rasch aufgehoben; bei Schmelzen gelingt es dann oft, die Erstarrung wieder zu unterbrechen, wenn man die gebildeten Krystalle entfernt. (Ostwald, Allg. Chemie, Bd. I, pag. 730.)

Eine Erklärung der angedeuteten Erscheinungen haben Coppet und Ostwald (loc. cit.) gegeben, und auch Wald (Ein Beitrag zur Theorie der Krystallisation. Zeitschr. f. phys. Chemie, Bd. III, pag. 572) hat eine solche versucht. Unsere Kenntnisse von den Molecularkräften sind im allgemeinen noch viel zu gering, um uns eine allseitig befriedigende Erklärung dieser Erscheinungen zu ermöglichen. Für unsere Zwecke dürften folgende Erwägungen hinreichen.

Die Theilchen jeder Flüssigkeit und wahrscheinlich auch jene des gelösten Körpers besitzen kinetische Energie, vermöge welcher sie bestrebt sind wie die Gase den ihnen zugemessenen Raum zu verlassen; andererseits aber wirkt auch die gegenseitige Anziehung der Molekel, welcher zufolge die Flüssigkeiten nicht wie die Gase jeden ihnen zur Verfügung stehenden Raum ausfüllen können; es müssen daher im allgemeinen die anziehenden Kräfte überwiegen. An der Grenzfläche können die abstossenden Kräfte die Oberhand gewinnen: die Flüssigkeit verdunstet (verdampft). Wie es aber kommt, dass bei der Verdunstung der Flüssigkeiten (beziehungsweise Verdampfung bei höherer Temperatur) die Theilchen des festen Körpers zurückbleiben, darüber fehlt uns jede Erklärung. In erster Linie ist man

Digitized by Google

geneigt an Verschiedenheit des Moleculargewichts zu denken. Wenn man aber z. B. bedenkt, dass dem Schwefelkohlenstoff ein Moleculargewicht von 76, dem Schwefel ein solches von 64[1]) zukommt, und dass der Schwefelkohlenstoff leicht verdunstet und den in ihm gelösten Schwefel zurücklässt, kommt man zur Einsicht, dass das Moleculargewicht keine besondere Rolle bei diesem Vorgange spielt.

Jedenfalls ist aber die kinetische Energie der Molekel gross genug, um in einfach gesättigten Lösungen ein Zur-Ruhe-kommen einzelner Molekel zu verhindern. Erst bei fortgesetzter Concentration, wenn infolge der grösseren Dichte die Annäherung der Molekel des gelösten Körpers eine derartige wird, dass die innere Reibung die lebendige Kraft vermindert, kann es kommen, dass einmal bei einer Molekel beispielsweise bei einem Stosse gegen die Gefässwand die lebendige Kraft gleich Null wird und das betreffende Theilchen zur Ruhe kommt. Die kinetische Energie geht in potentielle Energie über; ein Theil verwandelt sich auch in andere Energieformen — Wärme, Licht. Jetzt wird den anziehenden Kräften durch die lebendige Kraft der Molekel kein Gegengewicht mehr geboten und sie können umso leichter neue Molekel anziehen; daher geht jetzt das Wachsthum mit grosser Schnelligkeit vor sich, wenn die Lösung stark übersättigt war und es lässt sich auch die Schwierigkeit verstehen, welche dem ersten Beginne der Krystallisation entgegensteht.

Um der Thatsache gerecht zu werden, dass fremde Körper die Uebersättigung nicht aufheben können, muss man noch die Annahme machen, dass die Cohäsion nicht einfach der Schwerkraft vergleichbar ist, sondern dass sie eine der chemischen Affinität ähnliche Kraft darstellt (Wald, loc. cit.), die sich eben bei verschiedenen Körpern verschieden äussert. Unmittelbar nach der Entdeckung der Isomorphie durch Mitscherlich glaubte man sich zu der Annahme berechtigt, dass nur analog zusammengesetzte und gleiche Krystallform besitzende Körper beim Krystallisiren auf einander einwirkten; bald aber stellte sich heraus, dass dies keineswegs der Fall sei, wie man am besten aus der orientirten Verwachsung verschiedener Minerale ersieht. Auch die schon von Frankenheim beobachtete Orientirung des auskrystallisirenden Jodkaliums auf Muscovitblättchen wäre hier zu erwähnen. Bei Anstellung dieser Versuche konnte Frankenheim

[1]) Atomgewicht 32, Molekel = 2 S.

Digitized by Google

auch constatiren, dass lackirte Glimmerblättchen eine Orientirung nicht mehr bewirken.

Bei der Umwandlung kinetischer Energie in potentielle wird Arbeit geleistet; ein in die Höhe geworfener Stein steigt so lange, bis seine lebendige Kraft = 0 wird; dann ist die potentielle Energie ein Maximum. Wir haben gesehen, dass bei der Ausscheidung fester Körper aus Lösungen gleichfalls kinetische Energie in potentielle übergeht; es wird also dabei auch Arbeit geleistet; ferner ist bekannt, dass in den weitaus meisten Fällen die Ausscheidung in der Form von Krystallen erfolgt. Wir dürfen daraus schliessen, dass zur Bildung von Krystallflächen ein Arbeitsminimum erforderlich ist [1]) und weiter ist klar, dass für denselben Körper unter verschiedenen Bedingungen verschiedene Formen, beziehungsweise Combinationen ein solches Arbeitsminimum erfordern werden. Dies erklärt z. Th. den Wechsel des Krystallhabitus bei einem und demselben Minerale.

Aus der mathematischen Behandlung der Krystallisationsvorgänge, wie sie Wald in der mehrfach citirten Abhandlung versucht hat, ergibt sich, dass die Uebersättigung einer Lösung, welche nothwendig ist, um einem Krystalle das Fortwachsen zu ermöglichen, bedeutend geringer sein kann, wenn der Krystall gross ist. Dieses Ergebnis scheint mir durch das Verhalten mancher Plagioklase in den Gesteinen bestätigt zu werden. Bekanntlich zeigen die triklinen Kalk-Natronfeldspathe ausgezeichneten Schichtenbau; die optischen Verhältnisse gestatten uns nun festzustellen, dass der Kern ein basischer, d. h. kalkreicher Plagioklas ist, und dass die nach aussen folgenden Schichten immer saurer, natronreicher werden. Wir schliessen daraus, dass das Anorthitsilicat leichter, das Albitsilicat schwerer krystallisirt. Nun treffen wir aber neben den grossen Krystallen häufig kleinere, und wir sind oft im Stande, aus den Einschlüssen, aus der Begrenzung gegenüber anderen Mineralien zu erkennen, dass der kleine Krystall mit einer bestimmten Schichte der grossen Krystalle gleichalterig ist; dabei stellt sich nun auffallenderweise heraus, dass die chemische Zusammensetzung der beiden gleichzeitigen Bildungen eine verschiedene ist; der kleine Krystall ist basischer, als die gleichzeitig mit ihm gebildete Schichte des grossen Krystalls. Für den grossen Krystall genügte offenbar der Uebersättigungszustand

[1]) Wald, loc. cit.

Digitized by Google

schon für eine saurere Mischung, während ein kleiner Krystall noch weit basischere Substanz anlagern muss.

Wenn das Wachsthum, wie es oben geschildert wurde, ungehindert und ununterbrochen vor sich geht, lagert sich an den Krystallkeim regelmässig eine Schichte nach der anderen an und der Krystall vergrössert sich regelmässig unter Beibehaltung der Form, die er gleich anfangs hatte. Bei solchen wie aus einem Gusse hervorgegangenen Krystallen verräth nichts den Aufbau aus Schichten, der aber oft nachträglich durch eintretende Veränderungen, die der Krystall erleidet, sichtbar wird.

Häufig aber geht das Wachsthum rascher vor sich; dann entsteht um den wachsenden Krystall herum ein Hof mit verdünnter Lösung (Lösungshof Lehmann's); da ferner die Diffusionsströmung meist langsam vor sich geht, so wird die Verdünnung niemals aufgehoben und es sind daher jene Flächenelemente, welche an einer Kante zusammenstossen, bedeutend im Vortheil gegenüber den anderen; denn für gleich grosse Elemente an der Kante und entfernt davon ist der Raum, aus welchem die Substanz bezogen wird, sehr verschieden. In solchen Fällen sehen wir dann das sogenannte Kantenwachsthum eintreten, welches keine geschlossene compacte Form liefert. An der Stelle ebener Flächen erscheinen trichterförmige, oder besser gesagt pyramidenförmige Vertiefungen mit treppenartig abgesetzten Wänden, wie dies vom Natronsalpeter und vom Steinsalz bekannt ist. Die frühere Erklärung der Sanduhrform der Krystalle stützte sich auf die eben mitgetheilte Erscheinung, man glaubte annehmen zu dürfen, dass die auf den einzelnen Flächen entstehenden Vertiefungen später mit Krystallsubstanz ausgefüllt werden könnten.

Ausser durch nachträgliche Veränderungen kann der Schichtenbau bei solchen Krystallen, deren Substanz an sich dies nicht gestattet, auch dadurch sichtbar gemacht werden, dass auf der jeweiligen Oberfläche andere Substanzen, kleine Kryställchen, staubförmige Theilchen abgelagert werden; beim Weiterwachsen erscheinen dann die betreffenden Körper als zonal angeordnete Einschlüsse und sind ein Beweis für den Schichtenbau. Beispiele sind Nephelin, Leucit, der sog. Kappenquarz, ferner das Steinsalz, welches sehr oft zonenweise angeordnete Flüssigkeitseinschlüsse in negativen Krystallen enthält. Ein anderes, hieher gehöriges Beispiel wurde vom Verfasser

Digitized by Google

bekannt gemacht. (Mineral. und petrogr. Mittheil., Bd. XII, pag. 483). Die Steinsalzkrystalle von Starunia enthalten Erdöleinschlüsse, welche zonal angeordnet sind, also jedenfalls auf der jeweiligen Oberfläche in gewissen Intervallen abgesetzt wurden; hiebei tritt der interessante Fall ein, dass durch die Einschlüsse eine Form (Tetrakishexaëder 102) angezeigt wird, welche am fertigen Krystalle nicht mehr erscheint.

Diese Fälle haben aber schon Aehnlichkeit mit jener Art des Schichtenbaues, wo die Schichten aus verschiedenen Substanzen bestehen und die wir im Anschlusse an die Verwachsung verschiedener Minerale betrachten wollen.

Alle im Vorstehenden angeführten Thatsachen waren auch den älteren Mineralogen grösstentheils schon bekannt. So z. B. schreibt Frankenheim in seiner: „Lehre von der Cohäsion", pag. 325: „Wenn der Körper gleichmässig wächst, die Materie ganz unverändert bleibt, so ist im Innern des Körpers keine Spur seiner äusseren Begrenzung vorhanden. Allein sobald Störung in seiner Bildung eintritt, und ehe die neue Schichte ansetzt, die ältere, und wäre es auch nur durch eine streifende Welle des Auflösungsmittels etwas verändert wird, sobald der Stoff etwa durch Beimischung einer geringen Menge eines isomorphen Körpers eine Veränderung erleidet, so hört die innige Verbindung auf. Die heterogenen Theile haften nicht mit der Stärke der homogenen an einander und der Körper spaltet sich leichter in den Richtungen, wo die Stetigkeit unterbrochen ist."

Auch Haidinger behandelt denselben Gegenstand, der uns hier beschäftigt, in seinem „Handbuche der bestimmenden Mineralogie", Wien 1850, in dem Abschnitte: „Krystallschalen". Er sagt (pag. 276): „Der Anwachs neuer Materie an den sich bildenden Krystall folgt nicht immer so gleichförmig, dass man nicht noch irgend auf der früheren Oberfläche abgelagerte, fremdartige Materie erkennen sollte. Verschieden gefärbte Schichten oder Schalen folgen auf einander, die frühere Oberfläche ist mit erkennbaren Krystallen von anderer Beschaffenheit besetzt, oder gänzlich von den darüber liegenden Theilen getrennt, so dass man die äusseren schalenweise ablösen kann. Sie sind wirkliche Trennungen, aber doch kann man die Erscheinung selbst nicht mit der ganz unregelmässigen Zusammensetzung in eine Classe bringen. Wir unterscheiden sie durch den Namen der Krystallschalen und betrachten sie im Gefolge der regelmässigen Zusammensetzung. Am ausgezeichnetsten lassen sie sich

Digitized by Google

am Epidot von Arendal, am Idokras von Christiansand, am Wolfram von Zinnwald erkennen. Es gelingt sehr oft, aus einem vollständig erscheinenden Krystalle durch Ablösung aufeinanderfolgender Schalen sehr deutliche glattflächige kleinere Krystalle wie Kerne herauszuschälen. Der sogenannte Kappenquarz von Schlaggenwald in Böhmen und von Beeralston in Devonshire erlaubt, dass man gleichsam Kappen von der Gestalt inwendig hohler Quarzoide von wohlgeformten kleineren Quarzoiden abhebe. Oft liegt eine fremdartige staubige Materie zwischen den solchergestalt geschiedenen Theilen dessen, was man doch nicht anders wie ein Individuum betrachten kann. Die aufeinander folgenden Anwachsschichten des Kalkspathes, obwohl fest mit einander verwachsen, zeigen häufig farbige Streifen oder Krystalle von Markasit oder Speerkies, die auf der Oberfläche von Skalenoëdern abgesetzt wurden Flusspathkrystalle mit einem deutlich dunkelblauen Kern in der Gestalt des Granatoides endigen an der Oberfläche blassgrün in der Gestalt von Hexaëdern. Hieher zählen wir billig die verschiedenfärbigen Schichten von Apatit, wo die sechsseitigen Prismen gegen die Mitte grüne, gegen den Umfang derselben violblaue Absätze unterscheiden lassen. Turmalin, Topas, Sapphir, Quarz, von letzterem vorzüglich der Amethyst zeigen verschiedene Austheilung der Farben. Bei dem Amethyste hängt diese Erscheinung genau von der regelmässigen Zusammensetzung ab, indem Brewster nachwies, dass er aus Schichten von rechten und linken Individuen bestünde."

Die Färbung der Krystalle und ihre Beziehungen zum Schichtenbaue.

Wie sich bei der Besprechung der einzelnen Minerale gezeigt hat, und wie auch aus der Schilderung Haidinger's hervorgeht, spielt bei der Erkennung des Schichtenbaues die Färbung der Krystalle eine wichtige Rolle. Wir müssen daher diesem Gegenstande eine etwas eingehendere Betrachtung widmen.

Die Farbe der Minerale im allgemeinen wurde wohl zuerst von H. Fischer in seinen: „Kritischen mikroskopisch-mineralogischen Studien" (II. Forts.) ausführlich behandelt. Ihm verdanken wir z. B. die Einführung des Ausdruckes „dilute Färbung" und ihm ist es auch gelungen, in einer Reihe von Fällen, die früher zu den diluten

Digitized by Google

Färbungen gerechnet wurden, die Ursache der Färbung in „punktförmigen Atomen", wie er sich ausdrückt (I. Forts., pag. 46), zu erkennen. Fischer theilt die Färbung der Krystalle in folgende Gruppen:

1. ganz verwaschen, z. B. im Hauyn, in manchen gefärbten Flusspathen, Quarzen u. s. w., so dass die Ursache der Färbung eigentlich körperlich gar nicht erkennbar ist, so wenig, wie wenn man z. B. rothen Wein mit Wasser mischt;

2. die Pigmente erscheinen in punktförmigen Atomen; diese tragen im einzelnen oft nur wenig Farbe an sich, so dass erst durch ihre Summirung ein deutlich allochromatischer Zustand hervorgeht, wie z. B. beim Amazonit, oder aber sie sind im einzelnen schon lebhafter gefärbt, wie z. B. beim Chromocker, Catlinit, Teratolith u. s. w.;

3. es ist der 1. und 2. Fall combinirt, wie im rothen Heulandit vom Fassathal, oder

4. es sind deutlich interponirte Krystalle, wie z. B.: im Sonnenstein, wodurch oft nur stellenweise eine Pigmentirung bedingt wird.

Für unsere Zwecke wird es sich aber empfehlen, bei der Betrachtung ein anderes Princip der Eintheilung voranzustellen; ob die Färbung durch punktförmige Atome oder durch erkennbare Krystalle zu Stande kommt, ist für den Schichtenbau von geringerer Bedeutung; sehr wichtig aber ist, dass wir uns Rechenschaft darüber geben, welche Beziehungen zwischen der chemischen Natur des Krystalles und jener des färbenden Stoffes bestehen. Von diesem Gesichtspunkte aus ergibt sich folgende Eintheilung, welche wir auch unserer Besprechung zu Grunde legen wollen.

1. Der färbende Stoff hat mit dem Wirtkrystalle keine chemische Verwandtschaft und ist für sich nicht krystallisationsfähig.

Beispiele hiefür sind die zahlreichen Färbungen künstlicher Krystalle durch Pflanzen-, Theer- und andere Farbstoffe, durch Kohlenwasserstoffe bei Steinsalz, Fluorit, Quarz.

2. Die Färbung wird zwar durch einen anorganischen Stoff bewirkt, derselbe ist aber nicht isomorph mit dem Wirtkrystalle.

Zinnerz, Baryt. — Augit (?), Epidot (?).

3. Die Farbe rührt von einer isomorphen Substanz her. — Alaune, Granat (z. Th.), Augit (z. Th.).

Bei der Besprechung jeder Gruppe wollen wir auch die eventuell sich ergebenden Fälle anschliessen, in welchen keine Farben-

Digitized by Google

unterschiede der einzelnen Schichten erkennbar sind, die aber doch wegen der Aehnlichkeit mit der Hauptmenge der Fälle nicht gut abgetrennt werden können.

I. Färbung durch chemisch nicht verwandte Stoffe.

In der I. Abtheilung ist vor allem der berühmte Sénarmontsche Versuch zu nennen.

Bei seinen Studien über den Pleochroismus entdeckte Sénarmont, dass Krystalle von Strontiumnitrat durch den Farbstoff des Campecheholzes stark pleochroitisch werden. Bei Wiederholung des Versuches beobachtete der Verfasser, dass die Farbstoffaufnahme seitens der Krystalle nicht gleichmässig erfolge, sondern dass die Prismenflächen ungefärbte Anwachskegel, die übrigen Flächen hingegen prachtvoll gefärbte Anwachskegel haben. Bei genügend langsamem Wachsthume bilden sich häufig zum Schlusse ungefärbte Schichten aus. (Vergl. Einleitung, pag. 2.) Lehmann und Retgers haben noch viele Beispiele derartiger Färbungen bekannt gemacht und dabei die Beobachtung wiederholt, dass gewisse Flächen den Farbstoff aufnehmen, andere nicht; dadurch erhalten die verschiedenen Anwachskegel abweichende Färbung, wodurch dann so die sogenannte Sanduhrstructur entsteht.

Merkwürdig ist der Umstand, dass nicht jede Substanz jeden Farbstoff aufnimmt. Bernsteinsäure, Protokatechusäure lassen sich durch Indulin, Tropäolin, Alizarin prachtvoll färben, bei der Phtalsäure sind dieselben Farbstoffe vollständig wirkungslos. Man erkennt also deutlich auswählende Kraft, welche den Gedanken an eine einfach mechanische Aufnahme des Farbstoffes ausschliesst (Lehmann).

Lehmann sagt in seiner Arbeit: „Ueber künstliche Färbung von Krystallen“ (Zeitschr. f. phys. Chemie, Bd. VIII, pag. 552): „Die Färbung der Krystalle ist nicht immer eine gleichmässige, vielmehr zeigen öfters die verschiedenen Flächen verschiedene Anziehungskraft für den Farbstoff, oder genauer der Sättigungspunkt der Lösung (als Lösung des Farbstoffes betrachtet) ist nicht nur abhängig von der Natur der auskrystallisirenden Substanz, sondern auch von der Fläche, auf welcher die Ausscheidung erfolgt. Infolge davon beobachtet man zuweilen (z. B. bei Krystallisation von Bernsteinsäure mit Karthaminsäure), dass

Digitized by Google

die Krystalle abwechselnd aus gefärbten und nicht gefärbten Sectoren bestehen, deren Spitze der Mittelpunkt (Krystallisationspunkt) des Krystalles ist und deren Basis die wachsenden Krystallflächen bilden." Die Färbung der Krystalle durch aufgelöste Farbstoffe, die dilute Färbung s. str., ist wohl unterschieden von jener durch eingelagerte gefärbte Partikeln. Bei Anwendung von chinesischer Tusche erhält man keine gleichmässige Färbung, sondern fleckenweise Vertheilung deutlich erkennbarer schwarzer Klümpchen (Becquerel, Ann. de Chim. et de Phys. (6) 14, 249, 1888).

Ueber den Einfluss der Krystallflächen auf die Beschaffenheit der auf ihnen sich ansetzenden Substanz können wir uns ungefähr Rechenschaft geben, wenn wir das Verhalten verschiedener Krystallflächen bei der Aetzung in Betracht ziehen. Die Verschiedenheit der Aetzfiguren auf krystallographisch verschiedenen Flächen zeigt Unterschiede in der Beschaffenheit derselben an, die ja möglicherweise bei der Anlagerung fremder Körper von Bedeutung sein können. Ferner haben wir aus den Versuchen Becke's am Fluorit ersehen, dass den krystallographisch verschiedenen Flächen eine verschiedene Löslichkeit zukommt. Derartige Löslichkeitsunterschiede können unter Umständen sehr bedeutende werden, ja es sind Fälle beobachtet, dass in einer Lösung gewisse Flächen wachsen, andere abgetragen werden. Dies ist der Fall beim chlorsauren Natrium, über welches Foullon berichtete (vergl. Lehmann, Molecularphysik, Bd. I, pag. 642) und beim Alaun nach den Beobachtungen Klocke's. (Mikroskopische Beobachtungen über das Wachsen und Abschmelzen der Alaune in Lösungen isomorpher Substanzen. Zeitschr. f. Kryst., Bd. II, pag. 552, Abschn. 2: Gleichzeitiges Wachsen und Abschmelzen desselben Krystalles. Lösungshof.)

Da man bisher immer die in Rede stehende Erscheinung als etwas ganz Abnormes aufzufassen gewohnt war, sind auch die Angaben über die beobachteten Fälle in der Literatur meist nicht erschöpfend genug dargestellt worden und es wäre gewiss eine lohnende Aufgabe, diesem Gegenstande künftighin ein besonderes Augenmerk zuzuwenden.

Von den Mineralen sind in diese Abtheilung zu rechnen: Steinsalz, Fluorit, Quarz (Rauchquarz, Amethyst). Die beiden erstgenannten Minerale kommen in den verschiedensten Farben vor, die man geneigt ist, auf Kohlenwasserstoffe zurückzuführen; wenn sich

Digitized by Google

aber die Ansicht, welche Kreutz vertritt[1]), wonach eine Eisenverbindung die Färbung bewirken soll, als begründet erweist, würde das Steinsalz und eventuell auch der Fluorit in die nächste Abtheilung einzureihen sein.

Der Fluorit zeigt, wie wir pag. 37 gesehen haben, auch die Erscheinung, dass der Farbstoff den Flächen des Hexaëders gegenüber sich anders verhält als gegenüber jenen des Oktaëders, beziehungsweise Ikositetraëders.

II. Schichtenbau und Färbung infolge des Zusammenkrystallisirens nicht isomorpher Körper. — Regelmässige Verwachsungen verschiedener Minerale.

Die Thatsache, dass chemisch ganz verschiedene Substanzen mit einander krystallisiren können, war schon Frankenheim bekannt. Er sagt darüber[2]) (Cohäsion, pag. 352): „Heterogene Substanzen verbinden sich wie homogene, regelmässig und regellos, bald gehen die heterogenen allmählich in einander über, bald setzt sich ein Stoff an einen anderen schon längst gebildeten an. Bei isomorphen Körpern treten solche Verbindungen am leichtesten ein. Wenn zwei isomorphe Salze im Wasser gelöst sind, so entstehen sie nicht in getrennten Krystallen, sondern beide gehen eine physische Verbindung ein. Man sieht oft, dass anfangs blos die eine Substanz anschiesst, aber während des Fortwachsens immer mehr von der anderen Substanz aufnimmt, bis endlich die Bestandtheile des Krystalles, wenn er vollendet ist, an dem zuletzt gebildeten Ende zuweilen ganz verschieden sind von denen an dem zuerst gebildeten. Auch unter den natürlichen Krystallen sind Beispiele einer allmählichen Umwandlung nicht selten, und nichts ist z. B. gewöhnlicher, als zu sehen, dass die Farbe in einem ununterbrochenen Individuum von einem Ende nach dem anderen hin sich verändert; z. B. im Flusspath, im Sapphir, im Zirkon, Baryt, Kalkspath etc.

---

[1]) Ursache der Färbung des blauen Steinsalzes. Anzeiger d. Ak. d. W. Krakau, April 1892. — Steinsalz und Fluorit, ihre Farbe, Fluorescenz und Phosphorescenz. Ebenda, April 1895.

[2]) Des Zusammenhanges wegen muss ich bei Citaten aus der Literatur hier und im Folgenden auch jene Bemerkungen, die sich auf isomorphe Körper beziehen, anführen.

Digitized by Google

Bei Körpern des tesseralen Systems oder in anderen Systemen, wo die Isomorphie als Identität angesehen werden kann, hat es keine Schwierigkeit, sich das Fortwachsen vorzustellen. Aber der Kalkspath kann sich nicht in Talk oder Eisenspath verwandeln, ohne eine beträchtliche Veränderung in der Lage seiner Durchgänge zu erleiden, und es ist möglich, dass die Krümmungen, die man in dem Innern der Krystalle wahrnimmt, zum Theil von solchen Uebergängen herrühren. Von diesen Uebergängen finden sich fast in allen Krystallgattungen, welche ein Vicariiren von Bestandtheilen zulassen, Beispiele vor. Am leichtesten zeigen sie sich durch eine abweichende Färbung an. Diamant und Quarz, welche keine merkliche Veränderung in ihren Bestandtheilen erleiden, haben auch keine von Beimischungen herrührenden Variationen der Färbung (?!).

Viele Beispiele bei künstlichen Salzen haben Mitscherlich, bei natürlichen Verbindungen Richter (Baumgartner, Journ. f. Phys., 1833, pag. 111), (Soret, Mém. de Genève, Bd. I, pag. 318) u. A. angegeben. Wenn ein Krystall in eine solche Lage gebracht wird, dass ein isomorpher Körper aus einer Auflösung oder durch Sublimation an ihm krystallisiren muss, so legt sich dieser oft regelmässig, und zwar in paralleler Stellung an. Von einer regelmässigen Anlegung in geneigter Stellung ist mir kein Beispiel bekannt; obgleich ich nicht zweifle, dass man sie ebenfalls finden wird. Dagegen ist es sehr gewöhnlich, in den Nebenflächen eine Veränderung zu finden, selbst dann, wenn der später angewachsene Krystall mit dem früheren in seinen chemischen Bestandtheilen ganz übereinstimmend ist. Ueber die Art, wie die Differenz zwischen isomorphen Krystallen sich ausgleicht, fehlt es auch hier an Beobachtungen. Es scheint jedoch, dass in der Kalkspathgruppe nicht die Hauptaxe der beiden Individuen gemeinschaftlich ist, sondern einer der Hauptdurchgänge.

Ein Anlegen in paralleler Stellung findet sich ausser bei den erwähnten Körpern auch im Chrom- und Eisenoxyd (Wöhler), Chrom- und Thonerdealaun (Berzelius), Alaun und salpetersauren Blei, Spatheisenstein und Kalkspath (Wakkernagel), salpetersauren Natron und kohlensauren Kalk (Marx), schwefelsauren Eisen und schwefelsauren Zink oder Kupfer (Mitscherlich).

Schon bei isomorphen Krystallen ist eine regellose Ablagerung nicht selten. Noch häufiger scheint sie zu sein, wenn die Krystalle

Digitized by Google

nicht einmal einer Familie angehören. Wenn man aber einen Tropfen einer Salzlösung auf Glimmer oder Gyps krystallisiren lässt, so findet oft ein constanter Parallelismus zwischen gewissen krystallographischen Linien des Blättchens und des Salzes statt. Unter den natürlichen Krystallen hat man ebenfalls nicht selten regelmässige Ablagerung beobachtet. Ich will die mir bekannt gewordenen Beispiele mittheilen.

Flusspath und Schwefelkies stellen sich so, dass die 3 Hauptaxen des tesseralen Systems parallel sind (Marx, Karstner's Arch., 1825, Bd. V, pag. 306),

Fahlerz und Bleiglanz ebenfalls (Wakkernagel).

Von Krystallen, die verschiedenen Classen angehören, stellen sich regelmässig aneinander:

Schwefelkies und Kalkspath (Hauy, Traité de Minéral., Edit. 2, Bd. I, pag. 320).

Magneteisenstein und Chloritblättchen (Breithaupt, Schweigg. Journ. 1829, Bd. LV, pag. 308).

Rutil, die langen Prismen senkrecht auf den Pyramidenflächen des Quarzes (Marx, Karstner's Archiv, 1827, Bd. XII, pag. 220).

Skapolith und Glimmer (Marx, Schweigg. Journ., 1829, Bd. LVII, pag. 183).

Schwefelsaures Nickel und schwefelsaures Nickelkali (Wollaston, Ann. of Phys., 1818, Bd. XI, pag. 286).

Kalkspath und Quarz (Phillipps, Phil. Mag. Ann., Bd. II, pag. 122).

Kalkspath und Glimmerblättchen, diese einem Hauptdurchgange des Kalkspathes parallel (Breithaupt, Schweigg. Journ., 1829, Bd. LV, pag. 308).

Rautenspath und Asbest (Breithaupt).

Amethyst und Brauneisenstein (Marx, Schweigg. Journ., Bd. LII, pag. 96).

Quarz und Albit im Schriftgranit;

Glimmerblättchen und Hornblende, die Hauptdurchgänge parallel;

Glimmerblättchen verschiedener Art mit parallelem Durchgange nebeneinander liegend (Biot, Mém. de l'Acad., 1818, pag. 314; Brewster, Ed. Journ. of Sc. 1825, pag. 206; Weiss, Karsten's Archiv, 1832, pag. 566).

Digitized by Google

Augit, Hornblende, Diallag. Die Abstumpfung der scharfen Augitkante ist parallel der Abstumpfung der stumpfen Hornblendekante, also zwei starke Durchgänge parallel (Haidinger, Gilb. Annal., 1823, Bd. LXXV, pag. 361; Köhler, Pogg. Ann., 1827, Bd, XI, pag. 200; 1828, Bd. XIII, pag. 101; am genauesten G. Rose, Pogg. Ann., 1831, Bd. XXII, pag. 321; 1833, Bd. XXVII, pag. 102; 1834, Bd. XXXI, pag. 613).

Bei der Mehrzahl der Verbindungen lagen also Hauptdurchgänge der Krystalle auf einander."

Sehr eingehend hat sich in neuester Zeit O. Lehmann mit diesem Gegenstande beschäftigt. In seiner Abhandlung: „Ueber Krystallisation von Gemengen" (Zeitschr. f. phys. Chemie, Bd. I, pag. 15) sagt er: „Allein bald zeigte sich, dass die neue Theorie des Isomorphismus keineswegs so ganz unanfechtbar sei. Ich erwähne hier nur, dass schon Frankenheim (1860) eine ganze Menge von Beispielen namhaft macht, die dem Gesetze, dass nur chemisch analog constituirte Körper Schicht- und Mischkrystalle bilden können, geradezu widersprechen. Ich selbst habe bei einer Untersuchung der Krystallisation zahlreicher gemischter Lösungen (Zeitschr. f. Kryst., Bd. VIII, pag. 437) dieses Ergebnis nur bestätigen können und war ebensowenig wie Frankenheim im Stande, irgend einen Unterschied zwischen der Bildung regelmässiger Verwachsungen aus isomorphen und aus nicht isomorphen Körpern aufzufinden. Freilich hatte ich damals nur einen einzigen Fall (Kupferchlorid, Chlorammonium) beobachten können, in welchem aus chemisch verschieden constituirten Stoffen Aggregate entstanden, die so hohen Grad von Gleichförmigkeit zeigten, dass man sie den Mischkrystallen isomorpher Körper an die Seite stellen konnte. Die Fortsetzung der Untersuchung hat indes noch eine nicht unerhebliche Anzahl ähnlicher Misch- und Schichtkrystalle zu Tage gefördert."

Lehmann unterscheidet nach dem Grade der Aehnlichkeit der chemischen Constitution der in Betracht kommenden Körper folgende Abtheilungen:

„I. Isomorphe Körper (d. h. morphotrop nahe verwandt). Es bilden sich Mischkrystalle, entweder in allen Mischungsverhältnissen oder wenigstens bis zu gewissen Grenzen. Schichtkrystalle entstehen im allgemeinen nicht von selbst aus gemengten

Digitized by Google

Lösungen, sondern nur beim Einbringen eines Krystalles der einen Substanz in eine Lösung der anderen.

II. Morphotrop (entfernt) verwandte Körper. Es bilden sich aus gemischten Lösungen sowohl Mischkrystalle, wie Schichtkrystalle; aber erstere nicht in allen Verhältnissen.

III. Einfache Salze und Doppelsalze. Hieher gehören wahrscheinlich die Krystalle aus den gemischten Lösungen von Salmiak mit Eisenchlorid, Eisenchlorür, Kobaltchlorür, Nickelchlorür, Manganchlorür, Kupferchlorid, Cadmiumchlorid. Die Aehnlichkeit kann man sich dadurch bedingt denken, dass die physikalischen Molecüle des Doppelsalzes aus dem Molecüle des einfachen Salzes in der Weise entstehen, dass einzelne der das physikalische Molecül zusammensetzenden chemischen Molecüle durch solche des zweiten Salzes ersetzt werden, dass also, wenn der Ausdruck gestattet ist, die Doppelsalze den einfachen Salzen nicht chemisch, sondern physikalisch morphotrop verwandt sind.

Es bilden sich in diesen Fällen Mischkrystalle in sehr beschränktem Verhältnisse und Schichtkrystalle.

IV. Salze mit verschiedenem Krystallwassergehalt. Beobachtet sind nur Schichtkrystalle.

V. Physikalisch isomere Modificationen desselben Körpers; z. B. rothes und gelbes Quecksilberjodid. Beobachtet sind nur Schichtkrystalle.

VI. Chemisch verschiedene Körper, die in gewisser Beziehung zu einander stehen; z. B. einfache Körper und deren Verbindungen. Kalisalpeter oder Natronsalpeter mit Chlorkalium oder Chlornatrium; endlich

VII. Chemisch völlig verschiedene Körper; z. B. Quarz und Kalkspath, Kalkspath und Natronsalpeter, Glimmer und Jodkalium.

Es handelt sich in den beiden letzten Fällen gleichfalls nur um Schichtkrystalle."

Es war nothwendig die Auseinandersetzungen Lehmann's in solcher Vollständigkeit zu bringen, weil es die ausführlichsten Mittheilungen über den Gegenstand, der uns hier beschäftigt, sind und weil ich zeigen wollte, dass kein Ergebnis vorliegt, welches meinen späteren Darlegungen über die Entstehung der sogenannten Sanduhrstructur widerspricht. Andererseits aber ist aus denselben zu entnehmen, dass die Arbeiten Lehmann's eigentlich nur wenig Licht

Digitized by Google

in die Sache bringen, da jede genauere Untersuchung der erhaltenen Krystallisationsproducte mangelt. Auf die Auffassung des Begriffes „Isomorphie" werde ich im nächsten Abschnitte noch zurückkommen und will hier nur noch bemerken, dass Lehmann den Begriff „Schichtung" in einem sehr weiten Umfange nimmt, da er die orientirte Verwachsung des Jodkaliums mit Muscovit z. B. als Schichtenbildung auffasst; ebenso verhält es sich mit der Verwachsung von Quarz und Kalkspath.

Der Vollständigkeit wegen müssen wir noch der Arbeiten Retger's gedenken, welcher in seinen „Beiträgen zur Kenntnis des Isomorphismus" (Zeitschr. f. phys. Chem., Bd. V, pag. 459) gleichfalls auf die Thatsache zu sprechen kommt, dass auch nicht isomorphe Körper regelmässig mit einander verwachsen und Schichtkrystalle bilden können: „Auf diese bei gemeinschaftlichen Krystallisationen so häufig auftretende Eigenschaft ist besonders aufmerksam zu machen; nicht etwa, weil sie nützlich ist, sondern im Gegentheil, weil sie schädlich wirkt; ein hexagonaler Krystall kann z. B. in der Lösung eines rhombischen, jedoch pseudohexagonalen Körpers direct fortwachsen, so dass alle Flächen beider Krystalle parallel sind; der optisch einaxige Kern bekommt also eine parallel orientirte Hülle eines optisch zweiaxigen Körpers. Das Ganze bildet einen scheinbar homogenen Krystall, was bei der Analyse durch den Nachweis zwischen den beiden Extremen gelegener Zusammensetzungen zu dem Trugschluss der directen Isomorphie beider Körper Veranlassung gibt. Untersucht man aber den Krystall optisch, so zeigt sich sofort im polarisirten Lichte die Inhomogenität, und zerbricht man ihn zu Fragmenten, so kann man durch ihre Fractionirung in Jodmethylen die beiden Bestandtheile, welche wohl immer ein verschiedenes specifisches Gewicht haben werden, trennen."

Das Phänomen (der parallelen Umwachsungen) ist nicht beschränkt auf isomorphe, sondern erstreckt sich wie gesagt, auch auf morphotrope Körper, ja sogar auf chemisch ganz abweichende Körper, wie dem mikroskopirenden Petrographen schon längst bekannt ist. Wir können also derartige Umwachsungen antreffen:

1. bei isomorphen Körpern: violetter Chromalaun und farbloser Kalialaun;

2. bei morphotropen Körpern: K_2SO_4 (rhombisch), $KNaSO_4$ (hexagonal), bei rhombischem Hypersthen und monoklinem Augit, bei monoklinem Orthoklas und triklinem Plagioklas;

Digitized by Google

3. bei Körpern, die weder isomorph, noch morphotrop sind: Quarz und Feldspath (Schriftgranit), Rutil und Eisenglanz, Staurolith und Disthen.

Ein lehrreiches Beispiel des Zusammenkrystallisirens zweier nicht isomorpher Substanzen bilden die Stoffe Salmiak und Eisenchlorid. Lehmann fand (Molecularphysik, Bd. I, pag. 427), dass eine Spur von Eisenchlorid, welche einer Salmiaklösung zugesetzt wird, bereits hinreicht, um die Neigung zur Ausbildung oktaëdrischer Formen zu unterdrücken und das Auftreten regelmässiger, scharfkantiger Würfel hervorzurufen, welche deutliche Doppelbrechung zeigen und deren jeder — durch die Würfelflächen betrachtet — aus vier Sectoren zu bestehen scheint, deren Begrenzung durch die Diagonalen und die Würfelkanten gebildet werden. Besonders deutlich treten dieselben bei Anwendung des polarisirten Lichtes hervor, da die intensiv gelben Würfel deutlichen Pleochroismus besitzen. Schwingungen senkrecht zu den Würfelkanten liefern ein mehr oder minder dunkles Gelb, solche parallel zu denselben ein blasses Gelb, oder sie sind ganz farblos. Deshalb erhält man im Mikroskope bei Anwendung eines Nicols, wenn der Würfel so liegt, dass die Schwingungen auf einem Kantenpaare senkrecht stehen, ein an die Sanduhrstructur gemahnendes Bild, indem zwei Quadranten dunkel, die anderen zwei hell erscheinen; beim Drehen des Tisches um 90° wechseln die Farben je zweier benachbarter Sectoren.

Roozeboom versuchte nachzuweisen (Die Löslichkeitscurve für Salzpaare, welche sowohl Doppelsalz als Mischkrystalle bilden, speciell für Salmiak mit Eisenchlorid. — Zeitschr. f. phys. Chemie, Bd. X, pag. 145), dass das Hydrat $Fe_2 Cl_6 + 7$ Aq. mit dem Salmiak zusammen krystallisire, welches, selbst doppelbrechend und pleochroistisch, dem Salmiak leicht diese Eigenschaften sollte mittheilen können; andererseits aber möchte Roozeboom doch gerne eine allerdings hypothetische tesserale Modification annehmen, um für die Erklärung der optischen Anomalien die Analogie mit den Alaunen und Nitraten zu retten.

Es ist aber kaum nöthig, zu irgend einer Hilfshypothese zu greifen; die künstlichen Färbungen der Krystalle (siehe vorne) belehren uns, dass sogar solche Substanzen, welche selbst nicht krystallisationsfähig sind, bei regelmässiger intramolecularer Einlagerung Pleochroismus hervorrufen können; das Krystallsystem und der eigene

Digitized by Google

Pleochroismus der färbenden Substanz spielen also jedenfalls keine Rolle. Die Art der Verwachsung der beiden Stoffe scheint mir am ehesten mit der regelmässigen Verwachsung verschiedener Minerale in Parallele gestellt werden zu können, da bei dieser alle Flächen des Hauptminerals, wofern sie krystallographisch gleichwertig sind, in gleicher Weise auf die anzulagernde Substanz wirken; ist hiebei z. B. eine Richtung, sagen wir die Normale zur Würfelfläche, in besonderer Weise charakterisirt, so wird sich das auf jeder Hexaëderfläche wiederholen und der Würfel muss in sechs unterscheidbare Anwachspyramiden zerfallen. Man vergleiche hiezu die Fig. 6 auf pag. 350 in Tschermak's Mineralogie, 4. Aufl., welche eine Copie nach Trechmann darstellt.

Dieselbe Verwachsung von Pyrit und Markasit, wie sie dort dargestellt ist, aber weitaus zarter, dürfte wohl auch die eigenthümliche Structur der von Bombicci so ausführlich beschriebenen „mimetischen Pyrite" veranlassen.

Im Vorhergehenden ist wiederholt die Rede von den gesetzmässigen Verwachsungen verschiedener Minerale gewesen. Da dieselben für die von mir vertretene, später zu entwickelnde Ansicht über die Entstehung der Sanduhrstructur von Wichtigkeit sind, muss ich auf dieselben etwas näher eingehen.

Schon Germar hatte (1817) erkannt, dass den Verwachsungen von Disthen mit Staurolith, wie sie z. B. am St. Gotthard vorkommen, ein bestimmtes Gesetz zu Grunde liege. Die Flächen *M* (100) des triklinen Cyanits und die Flächen *b* (100) des rhombischen Staurolithes spiegeln miteinander, sind also parallel. Ausserdem sind die Kanten der Prismenzone beider Minerale zu einander parallel. Bei allen Exemplaren dieser Art, welche mir zu Gesichte kamen, lagen die Staurolithkrystalle immer nur auf der Fläche (100) des Cyanits, niemals auf einer anderen, z. B. etwa auf (010) oder (001).

Nicht minder bekannt, weil in allen Lehrbüchern erwähnt (vergl. Tschermak, Lehrb. d. Min., 4. Aufl., pag. 96), ist die Verwachsung von Orthoklas mit Albit, welche Leopold von Buch zuerst beschrieb (1826). Auf den Orthoklaskrystallen von Baveno und von Striegau in Schlesien sitzen Albitkryställchen; die Beobachtung lehrt, dass beide Minerale die Längsfläche (010) und die Kanten des aufrechten Prismas parallel haben. Auch in diesem Falle treffen wir die Albitkrystalle fast ausschliesslich auf den Flächen der Prismenzone.

Digitized by Google

Ein weiteres Beispiel bildet die Verwachsung von Eisenglanz mit Rutil, welche bereits Breithaupt in seinem Handbuche der Mineralogie, Bd. I, pag. 309, ausführlich bespricht. „Die tetragonalen Hauptaxen des rutilen Dur-Erzes durchkreuzen sich unter Winkeln von 60° und 120°, die primären Prismen desselben sind parallel mit der hexagonalen Basis des haplotypen Eisenerzes und die pyramidoëdrischen Flächen von jenen mit den primär rhomboëdrischen von diesem. Sowohl die parallele Spiegelung der genannten Flächen, als die directe Messung derselben sind Bürgen für die Richtigkeit dieser Zusammensetzung", oder kürzer gesagt: „Die Rutilkrystalle lagern mit den Kanten der Prismenzone parallel zur Kante $oR : \infty P2$ der Eisenglanztafel und die Basis der letzteren ist parallel zur Fläche des verwendeten Prismas am Rutil." (Tschermak, pag. 96.) Bei allen von mir besichtigten derartigen Verwachsungen fand ich den Rutil stets nur auf der Basis des Eisenglanzes, selbst in jenen Fällen, wo die ansehnlichere Dicke des Hämatitkrystalles ganz gut die Möglichkeit geboten hätte, dass sich Rutilkrystalle auch auf den randlichen Flächen hätten ansiedeln können. G. Seligmann beobachtete eine regelmässige Verwachsung von Rutil mit Magneteisen. (Zeitschr. f. Kryst., Bd. I, pag. 340.) Der Rutil zeigte die Combination $\infty P(110)$, $\infty P\infty$ (100), $P(111)$, $P\infty$ (101) und sind die Krystalle durch das alternirende Auftreten von Flächen achtseitiger Prismen stark parallel der Hauptaxe gestreift. Sie sind so angeordnet, dass ihre verticalen Combinationskanten parallel sind den Kanten der vorherrschenden Oktaëderfläche (die Magnetitoktaëder sind nämlich durch das Vorherrschen eines Flächenpaares tafelförmig entwickelt) und ferner eine Fläche $\infty P\infty$ parallel liegt mit jener. Eine auffallende Erscheinung ist die, bei einem regulär krystallisirenden Minerale solche Verwachsungen mit Bezug auf eine einzelne Fläche zu finden, indem sämmtliche Rutilkrystalle nur zu der vorherrschenden Fläche des Oktaëders gesetzmässig angeordnet sind.

Bei der Verwachsung von Kupferkies und Bleiglanz von Echige in Japan sitzen die Bleiglanzwürfel in paralleler Stellung auf den Flächen des einen Sphenoids des Kupferkieses, wobei die Axen des einen und des anderen Minerales zu einander parallel sind.

Digitized by Google

III. Färbung und Schichtenbildung infolge des Zusammenkrystallisirens isomorpher Substanzen.

Den Begriff des Isomorphismus wollen wir im Folgenden in demselben Sinne verwenden, wie dies Tschermak (Lehrbuch der Mineralogie, IV. Aufl., pag. 258) thut, und dem entsprechend darunter den Zusammenhang verstehen, welcher zwischen der chemisch-analogen Zusammensetzung mancher Verbindungen und ihrer gleichen oder doch ähnlichen Krystallform besteht. Die Analogie der Zusammensetzung kann zum Theil in der Aequivalenz, zum Theil in der atomistischen Gleichartigkeit bestehen, oder aber es können, was ja in den weitaus meisten Fällen eintritt, beide Momente vereinigt sein. Nach dieser Auffassung sind Kalkspath und Natronsalpeter als isomorph zu betrachten; ihre chemischen Formeln zeigen atomistische Gleichartigkeit; nach der Auffassung Lehmann's liegt hier kein Fall der Isomorphie vor, da die beiden Substanzen nicht „morphotrop nahe verwandt" sind. Die Untersuchungen Lehmann's (s. vorne pag. 53) an künstlichen Krystallen, sowie die Erfahrungen an den Mineralen lehren nun, dass isomorphe Substanzen Schichtkrystalle nur selten, hingegen leicht Mischkrystalle bilden. Das Beispiel der Alaune zeigt dies sehr schön. Aus gemischten Lösungen von Chromalaun und Kalialaun lassen sich Krystalle in jeder Farbennuance zwischen schwarzroth und farblos erzielen. Durch Einlegen eines Chromalaunkrystalles in Kalialaunlösung erhält man aber auch Schichtkrystalle. Wichtiger als dieses Beispiel, bei welchem es sich doch immer nur um das Wachsthum einer einzigen Krystallform, des Oktaëders, handelt, sind für uns jene Fälle, welche durch die Untersuchungen Hauer's bekannt geworden sind, da es sich hier um complicirter gebaute Krystalle, um Combinationen, handelt. Lässt man nämlich einen Krystall einer der vier nachbenannten Verbindungen in der Lösung eines der drei anderen Salze weiterwachsen, so erhält man ausgezeichnete Schichtkrystalle, welche wegen der ausgesprochenen Farbenunterschiede der vier Stoffe ihren Bau ungemein leicht erkennen lassen. Es sind folgende Salze: Magnesium-Nickelsulfat, Magnesium-Kobaltsulfat, Magnesiumsulfat-Chromat und Magnesiumsulfat. Hauer erwähnt, dass man bei der nöthigen Vorsicht alle vier beliebig über einander krystallisiren lassen kann. Ich zweifle nicht im Geringsten, dass Hauer, wenn sich bei seinen zahlreichen Krystallisationsver-

Digitized by Google

suchen irgend eine Andeutung dessen, was wir als Sanduhrstructur bezeichnen, ergeben hätte, dies gewissenhaft aufgezeichnet hätte. Ich selbst habe bei meinen Versuchen mit diesen Stoffen, die ich allerdings nur in kleinem Masstabe ausführen konnte, auch nichts dergleichen bemerkt. Bei gemischten Lösungen werden die Krystalle gleichmässig gefärbt, bei Schichtenbildung erhält man auf allen Flächen gleich dicke Zuwachsschichten.

Zu demselben Ergebnisse scheinen auch alle Uebrigen gelangt zu sein, welche derartige Versuche angestellt haben: Frankenheim, Gernez, Lecoq de Boisbandran, Baumhauer etc. Nirgends in der Literatur findet sich eine Bemerkung, welche darauf hindeuten würde, dass je die Beobachtung gemacht worden wäre, dass bei isomorphen Substanzen eine Anlagerung der einen an Krystalle der anderen nur auf bestimmten Flächen erfolgt, oder dass eine auffallende Aenderung im Habitus der Krystalle eingetreten wäre.

Aus der ganzen Literatur über künstliche Krystalle, welche aus gemischten Lösungen isomorpher Substanzen erhalten wurden, ist mir kein Fall bekannt geworden, in welchem wirkliche Sanduhrstructur beobachtet worden wäre.

Genau so verhalten sich die Minerale. Obwohl es eine bekannte, bei allen Analysen sich ergebende Thatsache ist, dass z. B. der Aragonit das isomorphe $SrCO_3$, beziehungsweise $PbCO_3$, der Strontianit fast stets $CaCO_3$ beigemischt enthält, ist doch bei ihnen keine Spur einer Sanduhrstructur zu bemerken. Da alle drei angegebenen Verbindungen farblos sind, so ist die Prüfung allerdings etwas schwieriger auszuführen; man ist auf die Untersuchung der Aetzfiguren und des optischen Verhaltens angewiesen. Da bei Aragonit und Strontianit die Ebene der optischen Axen parallel (100), bei Witherit und Cerussit aber parallel (010) liegt, so wären bei Mischungen aus diesen beiden Gruppen optische Anomalien zu erwarten; man hat aber solche bisher nicht aufgefunden. Freilich gilt dies nur, wenn die Menge der beigemischten Substanz eine grössere ist; auch sind nicht alle Substanzen gleich empfindlich. Dasselbe gilt von der Reihe der rhomboëdrischen Carbonate: Kalkspath, Manganspath, Eisenspath, Magnesit, Zinkspath. Hier erzeugen isomorphe Beimischungen wohl hie und da optische Anomalien, aber niemals wurde Feldertheilung oder irgendwelche Andeutung einer Sanduhrstructur bemerkt. Auch unter den übrigen isomorphen Substanzen

Digitized by Google

findet sich keine, bei welcher überhaupt Sanduhrstructur nachgewiesen, geschweige denn auf isomorphe Beimengung zurückgeführt worden wäre. Der Apatit z. B. zeigt wohl prachtvollen Schichtenbau (grüner Kern, blaue Hütte, Ehrenfriedersdorf), aber auch der hat mit der isomorphen Mischung der beiden Substanzen Chlorapatit und Fluorapatit gewiss nichts zu thun; von Sanduhrstructur oder Sectorenbildung ist nichts zu bemerken, so lange die Krystalle ungefärbt sind. Optische Anomalien und Sectorenbildung treten erst ein, wenn eine deutliche Färbung vorhanden ist. Die Ursache derselben ist noch nicht bekannt; so viel ist aber sicher, dass sie durch Stoffe bewirkt wird, welche nur in äusserst geringen Mengen vorhanden sind. (Vergl. Brauns, Opt. Anomalien, Apatit, pag. 274.) Man wird demnach viel sicherer gehen, wenn man die Feldertheilung beim Apatit in eine Linie stellt mit der verschiedenen Färbung der Anwachskegel bei Fluorit und Zinnstein.

Das am besten studirte Beispiel der isomorphen Mischung und Schichtung sind und bleiben aber zweifellos die Plagioklase. Man weiss, dass diese wichtige Mineralgruppe eine Reihe umfasst, deren einzelne Glieder Mischungen aus den beiden Silicaten $NaAlSi_3O_8$ und $CaAl_2Si_2O_8$ darstellen, von denen das erste für sich als Albit, das andere als Anorthit bekannt ist. Alle Plagioklase, welche bisher beobachtet wurden, lassen sich in der Form einer Reihe zwischen diesen beiden Endgliedern anordnen. Die Plagioklase bilden also ein ausgezeichnetes Beispiel isomorpher Mischkrystalle. Ausserdem aber findet man — zumal in Gesteinen — complicirt gebaute Schichtkrystalle (vergl. pag. 43).

Man hat es also eigentlich mit geschichteten Mischkrystallen zu thun. Für unsere Betrachtung ist aber Folgendes wichtig: wenn man einen Plagioklasdurchschnitt untersucht, so findet man, dass derselbe aus zahlreichen Zonen besteht, welche die Durchschnitte der aufeinanderfolgenden Schichten darstellen. Die einzelnen Zonen zeigen Abweichungen im optischen Verhalten; innerhalb jeder Zone sind aber die optischen Charaktere constant; sie könnten es nicht sein, wenn den krystallographisch verschiedenen Flächen gegenüber den beiden Componenten der Mischung ein verschiedenes Verhalten zukäme, kurz, wenn Sanduhrbau vorhanden wäre.

Auch bei den Skapolithen, welche gleichfalls isomorphe Mischungen sind, ist kein Sanduhrbau beobachtet.

Digitized by Google

Wenn wir also das, was über den Schichtenbau isomorpher Substanzen gesagt wurde, nochmals überblicken, so gelangen wir zu dem Ergebnisse, dass isomorphe Substanzen sich miteinander mischen oder einander einfach überwachsen, und dass bei ihnen eine Auswahl der Flächen in Bezug auf die anzulagernde Substanz nicht vorkommt.

Die Entstehung der Sanduhrstructur.

In den vorhergegangenen Abschnitten haben wir mehrere ausgewählte Beispiele von Mineralen kennen gelernt, deren Schichtenbau einige Besonderheiten darbot. Das bemerkenswerteste Ergebnis ist aber jedenfalls dieses, dass die Eigenschaft der Krystalle beim Krystallisiren aus gemischten Lösungen, auf krystallographisch verschiedenen Flächen verschiedene Substanz abzulagern, eine recht häufig vorkommende, wahrscheinlich sogar allgemeine ist, und dass demnach die sogenannte Sanduhrstructur nichts weiter als einen speciellen Fall jener allgemeinen Eigenschaft vorstellt, als deren Ursache wir den verschiedenen Bau der Flächen, sowie Unterschiede in der Löslichkeit derselben erkannt haben. Aus unserer Darstellung lässt sich unschwer entnehmen, dass die Sanduhrstructur sehr häufig und sehr deutlich bei den sogenannten künstlichen Färbungen auftritt, wo also zwischen dem Stoffe, aus dem der Krystall besteht, und jenem, welcher die Färbung hervorruft, die grösste Verschiedenheit in chemischer Beziehung besteht. Beim Fluorit und beim Zinnerz haben wir gleichfalls Sanduhrstructur (im weiteren Sinne des Wortes) gefunden. Da bei dem erstgenannten Minerale die Färbung auf Kohlenwasserstoffe zurückgeführt wird, also auf Substanzen, welche sich zur Substanz des Fluorits etwa so verhalten wie die organischen Farbstoffe zu den Salzen, deren Krystalle man mit ihnen färbt, so ist hier die Aehnlichkeit der beiden Fälle eine sehr grosse.

Ausserdem ist hier wie auch beim Zinnerz die Einfachheit der chemischen Zusammensetzung ein das Verständnis ungemein erleichternder Umstand; es ist zweifellos, dass jene Stoffe, welche die Verschiedenheiten der Anwachspyramiden begründen, in diesen Fällen nicht auf isomorphe Beimengungen zurückgeführt werden können. Beim Baryt ist es nicht streng erwiesen, doch ist es als sehr wahrscheinlich zu betrachten, dass von ihm das Gleiche gilt.

Ferner haben wir gesehen, dass bei allen Mineralen und Laboratoriumsproducten, welche aus isomorphen Mischungen be-

Digitized by Google

stehen oder welche aus Schichten isomorpher Substanzen aufgebaut sind, Sanduhrstructur nicht auftritt.

Gelegentlich der Besprechung der orientirten Verwachsungen verschiedener Minerale konnten wir zeigen, dass dabei stets gewisse Flächen bevorzugt erscheinen, insoferne als auf den betreffenden Flächen des ersten Minerales die Krystalle der zweiten ausschliesslich oder doch in grösserer Menge aufgewachsen erscheinen als auf anderen.

Aus diesen Thatsachen schliesse ich, dass das Zustandekommen der sogenannten Sanduhrstructur überhaupt nicht auf das Hinzutreten isomorpher, sondern im Gegentheil auf die Anwesenheit nicht isomorpher Stoffe zurückgeführt werden muss. Ich glaube, in der Sanduhrstructur eine vollkommene Parallele zu den orientirten Verwachsungen ungleichartiger Minerale erblicken zu sollen. Der Unterschied besteht nur darin, dass bei den orientirten Verwachsungen der eine Krystall bereits fertig gebildet war, als die Lösung, welche die zweite Substanz enthielt, hinzutrat. Wenn der zuerst gebildete Krystall nicht mehr weiter wuchs, konnten sich auf seiner Oberfläche die Krystalle des zweiten in jener Stellung ansetzen, welche ihnen die orientirenden Kräfte ihrer Unterlage vorschrieben. Wenn aber in der Lösung gleichzeitig beide Stoffe enthalten sind, so kann das Wachsthum entweder in der Weise erfolgen, dass in einem gegebenen Momente auf der Oberfläche des einen Minerales die Ausscheidung des zweiten erfolgt, wobei unter der Annahme, dass die erste Substanz orientirend auf die zweite wirkt, alle Krystalle der letzteren eine krystallographisch bestimmte Lage annehmen werden, und dass dann der Krystall eine neue Schichte ansetzt, auf welcher sich wieder Krystalle der zweiten Substanz ansiedeln können. Eine Wiederholung dieses Vorganges führt zu jenem Endresultate, wie es in den orientirten Einschlüssen vorliegt. Es kann aber auch eine gleichzeitige Ausscheidung der beiden Stoffe erfolgen, sie krystallisiren dann miteinander. In diesem Falle muss die Vertheilung der Molekel der zweiten Substanz in der Masse des Krystalles eine regelmässige sein, da sich die orientirenden Kräfte der Hauptsubstanz offenbar auf jede Molekel der zweiten erstrecken werden. Es ist also eine orientirte Verwachsung der Molekel der zweiten Substanz mit dem in Bildung begriffenen Krystalle der ersten.

Die Analysen des Fluorits und des Zinnsteins ergeben stets ausserordentlich geringe Mengen der fremden Substanzen neben den

Digitized by Google

Stoffen, welche das Mineral bilden. Dasselbe gilt von den Mineralen, welche orientirte Einschlüsse beherbergen, z. B. vom Hypersthen, dessen Interpositionen man wahrscheinlich mit Recht für Titaneisen hält (Rosenbusch, Mikr. Phys., Bd. I, pag. 458), wiewohl die Analysen nur geringe Mengen von Titan ergeben (nie über 0 5 Procent). So ist es in allen Fällen; die Menge der zweiten Substanz tritt gegen jene der ersten ausserordentlich zurück. Ich bedauere ausserordentlich, dass äussere Umstände mich gezwungen haben diese Untersuchung vorzeitig abzuschliessen, so dass z. B. die Analyse der verschiedenen Anwachspyramiden des Nordmarkener Augites vor der Hand unterbleiben musste; ich zweifle aber nicht, dass die chemischen Unterschiede gering sein werden, wiewohl die Färbung der verschiedenen Partien starke Differenzen zeigt und auch die optischen Eigenschaften, wie wir sahen, beträchtlichen Schwankungen unterliegen. In welcher Weise überhaupt die optischen Eigenschaften durch Beimischungen verändert werden, darüber sind wir heute noch gänzlich im unklaren.

Bei den Plagioklasen erzeugt die isomorphe Beimischung eine gesetzmässige Aenderung der optischen Eigenschaften; letztere erscheinen als eine Function der chemischen Zusammensetzung. Von den Nitraten wissen wir durch die Untersuchungen von R. Brauns, dass isomorphe Beimischungen optische Anomalien hervorrufen. Bleinitrat und Baryumnitrat krystallisiren beide tesseral; die Mischkrystalle zeigen tesserale Formen, sind aber optisch nicht isotrop. Vom Fluorit wissen wir, dass es solche Krystalle gibt, welche optisch normal, und solche, die es nicht sind; eine Beziehung zwischen der Intensität der Färbung und dem optischen Verhalten ist nicht erkennbar; ebenso ist es beim Zinnerz. Wahrscheinlich spielt neben anderen Umständen (z. B. Molekelgrösse der zweiten Substanz) auch die Geschwindigkeit der Krystallisation eine Rolle: bei langsamer Bildung der Krystalle kann die Orientirung der Molekel der zweiten Substanz eine vollständige werden — bei rascher Bildung ist vielleicht die Einlagerung unregelmässiger, und das muss wohl die optischen Eigenschaften beträchtlich beeinflussen. Ich halte es demnach auch nicht für unmöglich, dass nicht isomorphe Beimischungen, welche im Sinne der orientirten Verwachsungen zur Masse eines Krystalls hinzutreten, eine gesetzmässige Aenderung der optischen Eigenschaften bewirken können.

Mineralog.-petrograph. Univ.-Institut zu Wien, Februar 1896.

Digitized by Google

II. Geologie der Ponzainsel.

Von **Dr. Carl Camillo Schneider.**

(Mit einer geologischen Karte, Taf. I, und 7 Textbildern.)

Bei Annäherung an die Insel Ponza aus Südost mit dem Neapler Postdampfer hat man schon von fern einen sehr eigenthümlichen Anblick. Wie eine steil abstürzende, oben mannigfach gegliederte Wand dehnt sich weithin die Ostküste der Insel, weichgeschwungen einen grossen Bogen beschreibend, der sich wieder in mehrere, nur flache Buchten zerlegt; die Färbung der nackten Mauer ist bei klarem Wetter ein entzückendes Weiss, bald mit einem Stich in's Blaue, bald in's Gelbliche; davon heben sich sehr auffällig röthlichbraune, scharf und dunkel umrandete Flecken ab, gleich als wäre die lichte Hauptmasse hie und da wie verbrannt. Es sind dies die Enden der Doelter'schen Rhyolithgänge, welche das solide, radialstrahlige Skelet der Insel bilden sollen und an der Küste ausserordentlich schroff in das Meer abfallen, die als Landzungen gelegentlich vortreten oder auch Reihen und Gruppen von wild zerstückelten, nadel- oder brockenförmigen Klippen sich vorlagern. Auch die bald bläuliche, bald gelbliche Färbung der lichten Zwischenmasse entspricht verschiedenen Gesteinsarten, denn während der alte Rhyolithtuff aus reiner Weisse durch blaue Nuancen in's Schwärzliche spielt, gehört der gelbe Ton, der am Nordende der Insel auffällt, zum sogenannten geschichteten Tuff (Sabatini), der, noch an anderen Stellen auftretend, bedeutende Differenzen in der Structur zeigt, trotzdem aber jedenfalls eine geologisch einheitliche Bildung, einen Trachyttuff darstellt. Da er jünger ist als der Rhyolithtuff, das älteste Gestein der Insel überhaupt, so werde ich ihn als Tuff 2 und den anderen als Tuff 1 der Bequemlichkeit wegen im weiteren Text anführen. Betreffs eingehender petrographischer Schilderung der Gesteine verweise ich auf die Arbeiten von Doelter, Eigel, Roth und Sabatini (s. Literaturverzeichnis); mir lag es während eines 16tägigen Aufenthaltes nur daran, die Geologie der Insel, welche nicht den von Doelter gemachten Angaben entspricht, so eingehend

Digitized by Google

als es möglich ist für einen, der, in keiner Weise zu grösseren Arbeiten ausgerüstet, den Aufenthalt auf der Insel eigentlich zur Erholung bestimmt hatte, zu untersuchen. Die von mir gesammelten Gesteine besitzt das mineralogische Institut der Universität Pavia, wo sie möglicherweise noch Stoff zu petrographischen Studien geben werden. Ich werde meine Befunde an der Hand mehrerer Ausflüge beschreiben, die mich, wie die beigefügte Karte lehrt, über die ganze Insel und vor Allem auch in's bebaute Innere, auf die Bergrücken und Kuppen und an die felsigen Abstürze führten; auf diesen oft recht mühsamen Wanderungen, bei denen ich auf die topographische Karte nur dort Gesteine eintrug, wo ich sie selbst betrat, ergab sich ein ganz anderes Bild als das von Doelter und Sabatini auf Karten dargestellte; denn letztere wanderten fast ausschliesslich auf den Hauptwegen, umfuhren die Küste und füllten nun die dazwischenliegenden Strecken recht willkürlich aus. An Ort und Stelle, wo ich den Gesteinen begegne, werde ich auch die Angaben meiner Vorgänger einflechten und besprechen.

Setzen wir zunächst die Einfahrt fort, um die eigenthümliche Form der Insel einigermassen kennen zu lernen. Die lang von Süd gegen Nord gedehnte Felsmauer kehrt nach Süd zu sich gegen den Herannahenden ein, schwillt hier unter sanfter Steigung zum höchsten Inselberg, den Monte Guardia, an und sendet parallel zur rechts gelegenen Wand eine kurze breite Scholle vor, die am freien Ende weisse und terrassenartig absteigende Kirchhofsmauern und einen kleinen Leuchtthurm trägt. Die hufeisenförmig eingerahmte Meeresbucht bildet den ausgezeichneten Hafen von Ponza, der durch mehrere Rhyolithklippen zur Rechten und links durch den gleichfalls mit einem Leuchtthürmchen bestandenen Molo eng abgeschlossen wird. Ponza selbst erscheint links hinter dem Molo, in mehreren, sich überlagernden Häuserreihen von blendender Weisse den eigentlichen Hafen umgürtend; wo der Fremde das Land betritt, beginnt die linke kurze Scholle unter halsartiger Verschmelzung mit dem Inselmassiv, und es bedarf nur weniger Schritte unter leichter Ansteigung, um an den steil abfallenden Ostrand zu gelangen, wo unten faraglionengleiche Rhyolithklippen an Capri erinnern, und bei bewegter See das Wasser seltsam in ausgewaschenen Löchern gurgelt und gluckst. Von hier aus wollen wir den ersten Ausflug beginnen, der uns auf den Monte Guardia, in die Trachytregion der Insel, führen soll.

Digitized by Google

I. Der südliche Inseltheil mit dem Trachytgebiet des Monte Guardia.

An der halsartig engen Stelle der Insel im Städtchen Ponza befindet man sich auf Tuff 1 und bleibt auch darauf, wenn man links ein wenig aufwärts steigt, um nach rechts zu einen Ueberblick zu gewinnen. Man sieht da jenseits der Einengung Rhyolith anstehen, dem auch die erwähnten Klippen angehören, darüber aber erhebt sich eine von Terrassen und Häusern bedeckte Bergzacke, welche, nordwärts sanft abfallend, die Stadt trägt, und wieder aus tuffigem Gestein von lichtgelber oder dunklerer Färbung, das deutlich horizontal geschichtet ist, besteht; darüber hinweg blickt der Guardiaberg. Man findet diesen „Trachyttuff" überall am Abhang des Berges in einiger Höhe, wo er entweder dem Rhyolith, der an einigen Stellen sichtbar ist, oder dem Tuff 1 auflagert. Er ist bald fest und sehr feinschichtig, dass man an einen Granulit erinnert wird, bald sandartig, bald grob geröllig, bald ungeschichtet mit Bimsteinbomben, im allgemeinen hie und da kleinere oder grössere trachytische Auswürflinge enthaltend. Hält man sich in der Nähe des Küstenabsturzes auf dem Weg zum Hauptleuchtthurm, der ganz am Südende der Insel auf der Punta della Guardia steht, so bleibt man in den obersten Schichten, die einen stellenweise brennend rothen Streifen bilden, auf dem die Trachytdecke des Monte Guardia aufruht. Doelter hat dieses rothe, leicht zerreibbare Material nur südwestwärts vom Monte Guardia gesehen und sagt auf pag. 12, Anmerkung 1: der rothe Tuff wurde gleichzeitig oder kurz vor Ausfluss des Trachyts gebildet; er widerspricht sich aber auf der gleichen Seite, indem er angibt: dass der rothe Tuff sein Material aus dem Trachyt bezogen zu haben scheint. Bei der Constanz, mit welcher das rothe Band unter dem Trachyt sich ausdehnt, ist wohl eine Contactwirkung der Lava auf den vorher ausgeworfenen Tuff mit Sicherheit anzunehmen. Oft ist auch die obere Grenze von dunklen Trachytklumpen ganz erfüllt.

Der Trachyt liegt als dicke Decke dem Tuff 2 auf und überschüttet dessen schrägen Absturz zum Meere mit vielen Blöcken. Säulige Absonderung ist hier deutlich, das Gestein selbst ist bald dunkler, bald heller grau mit Pyroxenkörnern und Feldspathkrystallen. Bei der Verwitterung scheinen die grösseren Mineraleinschlüsse herauszufallen, so dass eine kleine rundliche Grube entsteht, die sich

Digitized by Google

allmählich vertieft, von schneidend scharfen Rändern umgeben wird und auf ihrem Grunde wieder ein inneres Wabenwerk entwickelt. Auf solche Weise sind die unteren Trachytpartien höchst malerisch zerfressen, es sieht aus, als hinge ein Schleier von verschieden feinem, bräunlichem Adiantumblattwerk über den eigentlichen Felsenkern. — Am Ende des Guardiamassivs führt der Weg in Zickzack über den Abhang des Tuffs 2 bis fast zum Meer hinab, dort, wo stielartig die schmale steile Leuchtthurmklippe sich anfügt. Sie besteht aus schön säulig entwickeltem Trachyt. Sabatini behauptet, dass beide Trachytmassen mit einander zusammenhängen und Doelter glaubt einen Gang in der Klippe sehen zu dürfen; in der That macht sie auch den Eindruck, als wäre der Trachyt hier aus einem seitlichen, tief gelegenen Riss des Eruptionskegels hervorgebrochen, ich möchte aber auf Grund der eigenthümlichen Lagerungsverhältnisse eine andere Ansicht äussern. Die schmale Einsenkungsstelle zwischen der Klippe und der Insel besteht aus Tuff 1, der nordwärts dem Tuff 2 unterlagert, nach Süd zu, also bei Beginn der Klippe, aber von den oberen gebrannten Tuffschichten hinterlagert wird. In gleicher Weise folgt wieder der Trachyt hinter dem Tuff 2; aus dieser Lagerung scheint mir hervorzugehen, dass die Leuchtthurmklippe ein in's Meer vorgestürzter Theil der Guardiadecke ist, die bei der Loslösung auch Partien des unterliegenden Tuffes 2 mitriss. Das Terrain selbst lässt gut auf ein derartiges Ereignis schliessen, denn es ist ausserordentlich schroff und wild und wird von den Insulanern: Scaruppata genannt.

Die äusserst steile, zackig zerrissene Trachytmasse der Klippe zeigt höchst mannigfaltig die kräftige Einwirkung der feuchten Meereswinde. Die äussere Partie der Säulen ist ein oder mehrere Zoll breit auffallend licht gefärbt, die Säulendurchschnitte erscheinen kastenartig vertieft, das Centrum darin vorragend, oft aber wieder in der Mitte tief angenagt. — Versetzen wir uns nun auf das Plateau der Guardiadecke, die von einem Zeigertelegraph gekrönt ist, so finden wir den Trachyt in grossen rundlichen Blöcken breit vertheilt zwischen den alles überkleidenden Terrassen. Von solcher Terrassenmauer aus kann man bequem die Insel überschauen. Sie gleicht zwei grossen, gegen einander einfallenden Schollen, welche durch eine schmale flache Mulde zwischen dem Hafen und der grossen mondförmigen Einbuchtung im Westen, Chiaja di Luna, getrennt werden. Die

Digitized by Google

rechte Scholle, auf der man sich befindet, setzt sich hinter der bekannten Einengung in Ponza noch in eine kleine Nebenscholle fort, der ostwärts sich drei derbe, bräunliche Rhyolithklippen, Scogli della Madonna, vorlagern. Die linke Scholle ist zwar niedriger, aber viel umfangreicher als die rechte und darf gerechnet werden bis an's Ende der dritten östlichen Einbuchtung (Cala del Core), wo sie unter starker Verengung (Cala dell' Inferno) übergeht in den schmalen, nördlichen Inselgrat, dem am freien Ende (Punta dell' Incenso) sich noch die oben flache Insel Cavi anfügt. Eine Beobachtung drängt sich hier sehr leicht auf. Während die südliche Inselscholle, obgleich die kleinere, in einem gewissermassen grossen Zuschnitt gehalten ist, denn ihre ganze Masse baut sich regelmässig zu einem 280 Meter hohen Berge auf, zeigt dagegen die mittlere Masse der Insel, die linke Scholle, ein Haufwerk kleiner Kuppen, einige höhere Erhebungen und ein paar längere Rücken: ein Detailwerk, wie es durch das Auftreten des Rhyoliths bedingt ist (siehe später), während im Trachytgebiet grössere Massenentfaltung eintrat. — Im Einzelnen zerlegt sich der linke Inselbezirk in mehrere Abschnitte, die gesondert betrachtet werden sollen. Der erste Theil umfasst das Hügelgebiet nördlich der erwähnten Mulde bis in's Thal von Santa Maria, das vom Abschluss des Hafens nach Westen bis I Conti reicht; die Fortsetzung dieses Thals, welche nach Nordwest bis an die Westküste zieht, vereinigt dem Hügelgebiet einen der höchste Rhyolithberge, den Ciglio del Guarnero, so dass also der von der Mulde im Süden und vom Thal von Santa Maria und seiner Fortsetzung im Norden umschlossene Inseltheil von Ost gegen West immer höher ansteigt und im Westen ausserordentlich schroff in's Meer abstürzt. Der zweite Abschnitt zeigt zunächst rechts eine Berggruppe, die Montagna Frontone, und links den Stock des Monte tre Venti; beide Massen streben nördlich im Monte Core, dem zweithöchsten Inselgipfel, zusammen, von dem aus bis zur Cala dell' Inferno ein langer Rücken der Ostküste entlang zieht. Das Bereich nordwestlich von ihm kann man vom Monte Guardia aus nicht übersehen. Der dritte Theil, die gratartige Fortsetzung der linken Scholle, zeigt gleichfalls einen langen Rücken (Monte Schiavone) parallel der Ostküste und an diesen anschliessend ein hohes Plateau von der schon erwähnten gelblichen Färbung, die Gegend des Incenso, die am Ende steil abstürzt, doch nochmals zu quer vorliegender Klippe sich erhebt,

Digitized by Google

um dann vor der Insel Cavi einen schmalen Meeresstrich frei zu lassen. Aus dieser Eintheilung der Ponzainsel ergibt sich von selbst die Eintheilung dieser Arbeit; in einem fünften Abschnitt soll noch die Ostküste, wie sie sich vom Meere aus darbietet, beschrieben werden. Jetzt fahre ich in der Schilderung der Westhälfte des Guardiamassivs fort.

Im Süden hinter dem Telegraphen zum Meere abzusteigen ist ganz unmöglich, denn die Trachytdecke endet hier in den unzugänglichsten Zacken und Vorsprüngen über dem unterlagernden Tuff 2, die bald blockig abgerundet, bald äusserst scharfkantig und löcherig oder auch muldig ausgefressen sind. Wilde Macchie überkleidet diese trotzige Felsgegend mit Dornen, aber auch mit vielen duftenden Blüten. Nach Westen zu geht es zwar auch steil, aber ungefährlich hinab; ein farbenprächtiges Bild entrollt sich hier. In die oben licht ockrig gefärbte Westhälfte des Guarnerobezirkes schneidet tief das herrlich blaue Meer ein (Chiaja di Luna); die Nordwestküste der Bucht besteht aus bläulich-weissen Felsen des Tuffes 1, welche unter sanfter Krümmung in's Meer treten und von dessen Brandungsschnee durch einen schwarzen Streifen aufgespülten Tanges scharf sich abheben. — In einer Schlucht gelangt man nach der Chiaja hinunter, wo diese zu äusserst links von einer flachen Landzunge, Punta del Fieno, begrenzt wird. Unter dem Trachyt erscheint wieder die rothe obere Tuffzone, nach links springt bis an's Meer eine dunkle, schroffe Wand vor, an der auch rothe Fetzen in der gleichen Höhe, wie sonst, leuchten; weiter nach unten zu überdeckt gewaltiges Trachytgeröll die Landzunge längs der Küste, während nach rechts zu Terrassen den Untergrund verbergen. Sie klettern nordostwärts hoch am Monte Guardia empor, wo dieser gegen die Chiaja einen hohen Rücken vorsendet, der am Meer schroff endet (Punta Falcone). Ueber diesen Rücken muss man hinweg, um nach der Mulde zwischen Chiaja und Hafen zu gelangen. Ein treppenartiger Fussweg führt zunächst über Rhyolithtuff aufwärts, später folgt wieder der helle Trachyt (ohne dass ich jedoch mit Sicherheit angeben könnte, ob beide hier sich berühren), auf der andern Seite des Rückens ist es zwar leicht erkennbar, wo der Trachyt aufhört, aber schwer festzustellen, ob ihm Tuff 1 oder 2 unterliegt. Das Gestein wird hier in mehreren sehr tiefen Brüchen ausgehauen, um dann in Gestalt von fast cubikfussgrossen Würfeln dem Häuserbau zu dienen. Es

Digitized by Google

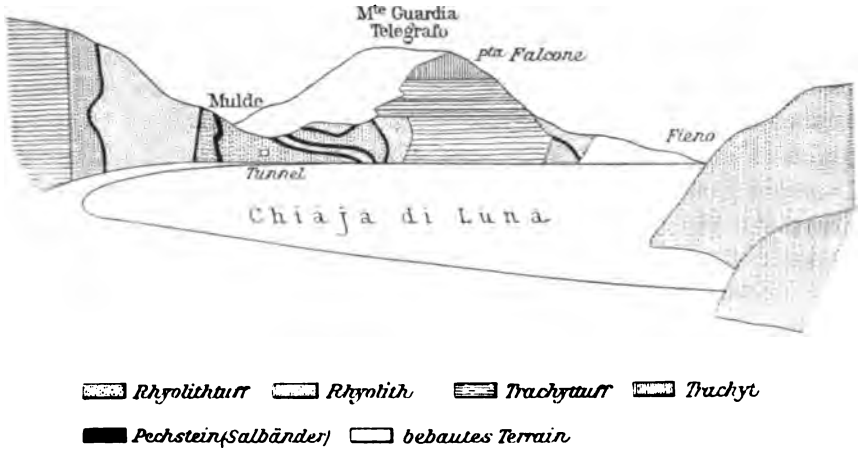
ist ungeschichtet und rein weiss gefärbt, wie wir es beim Rhyolithtuff beobachten; seine Beschaffenheit ist jedoch lockerer als bei diesem und die eingelagerten Bomben sind nicht rundliche Rhyolithklumpen mit vielen deutlichen Feldspatheinschlüssen, sondern bimssteinartig leicht und porös. Weiter unten steht in der That Rhyolithtuff an, aber ein Blick von der Mulde aus auf die Falconewand zeigt diesen durch eine gelbliche Randzone (siehe weiter unten) von einem deutlich geschichteten dicken Massiv des Trachyttuffs getrennt. Ich habe nun zwar keine petrographischen und chemischen Untersuchungen über den Tuff, welcher direct dem Trachyt am Nordabhang des Falconerückens unterlagert, anstellen können, indessen eine von Roth mitgetheilte Analyse von Rammelsberg aus dem gleichen Material charakterisirt den Tuff als zum Trachyt gehörig. Sabatini, welcher an der Porta Falcone nur Rhyolithtuff anstehend angibt, glaubte, dass das analysirte Material von einem anderen Orte stamme. Roth sagt jedoch pag. 3: „Den weissen, lockeren bimssteinreichen Tuff unter dem Trachyt des Piano della Guardia analysirte auf meine Bitte Herr Prof. Rammelsberg", und diese Angaben über den Habitus des Gesteins decken sich durchaus mit meinen Beobachtungen (siehe hiezu Fig. 1).

Dem Rhyolith begegnen wir erst wieder unten in der Mulde, welche vom Hafen her langsam gegen die Chiaja ansteigt und an dieser aus etwa 20 Meter Höhe steil abbricht, so dass ein leidlicher Weg zum Meer hinab hier ganz mangelt. Die Römer haben eine Verbindung geschaffen, indem sie die vom Guardiaberg gegen Ponza herabströmenden Regenwässer in ausgemauerten Rinnen auffingen, welche vereinigt als circa 2 Meter breiter Canal in der Mulde gegen die Chiaja zuziehen, wo diese ansteigt, in den Felsen eintreten und durch einen langen Tunnel zum Meere führen. Wir werden diesen Weg im zweiten Capitel verfolgen; es gibt jedoch noch einen zweiten, aber beschwerlichen Pfad vom Muldenrand an den Felsen hinunter, der hochinteressant ist, weil er die Beziehungen des Rhyoliths zum zugehörigen Tuffe zeigt. — Der Boden der Mulde oberhalb der Chiaja besteht aus Rhyolith; wo nun an die Mulde die steil abfallende Falconewand sich anschliesst, steigt Tuff 1 empor und zwischen beiden fallen sofort zwei Zwischenzonen auf, deren eine, dem Rhyolith zugehörige, ein dunkler, sphäroidisch abgesonderter Pechstein mit Feldspathkrystallen ist, deren andere, dem Tuff zugehörige, schmutzig

Digitized by Google

gelb aussieht, viel Bomben enthält und langsam in das weisse normale Gestein übergeht. In der schmalen Pechsteinzone, die besonders unter der Verwitterung leidet, führt der schmale Pfad abwärts und man hat anfangs zur Rechten noch etwas festen Rhyolith mauerartig gegen die Tiefe vorspringend, während links die Tuffwand ansteigt. Geht man nun etwas die nördliche Seite der Mulde am Chiajasaum hinauf, so bietet die untere Falconewand folgendes überraschende Bild (Fig. 1). Zu unterst am Meer ein Streifen Rhyolith, rechts endigend; darüber das schwarze Salband, dann einen Streifen Tuff, der auch zur Rechten unten am Meer

Fig. 1.



Blick auf die südliche und südöstliche Umgebung der Chiaja di Luna.

endigt. Ueber diesem wieder Rhyolith und dann nochmals Tuff; darüber die Rasendecke des sanfteren Abfalles. Der zweite Rhyolithstreif schwillt nach rechts an und grenzt hier scharf unter Pechsteinbildung an echten Rhyolithtuff; dieser grenzt wieder zur Rechten und oben an Trachyttuff unter Entwicklung der gelben Randzone. Rechts von der Falconewand, die zur Hauptsache aus Trachyttuff und darüber ausgebreiteter Trachytdecke besteht, ist wieder, wie schon erwähnt, Rhyolithtuff anstehend und darunter Rhyolith. — Wie erklärt sich nun diese ganz eigenartige Lagerung? Meiner Ansicht nach ganz einfach daraus, dass zur Hauptmasse an der Falconewand unter dem Trachyttuff Rhyolith liegt, von dem nach der Seeseite zu

Digitized by Google

ursprünglich angelagerter Tuff 1 in der Pechsteinzone abwitterte und nur noch in einzelnen Fetzen hängen blieb, die von fern wie Gänge aussehen. Der Rhyolith neigt sich ziemlich steil in's Meer, seine Fläche ist nicht ganz glatt, wie wir das auch anderwärts finden; die Tuffmassen liegen am Absturz nur noch in geringer Dicke an und kommen erst landeinwärts im Muldenbecken besser zur Entfaltung, wo sie auch in die Tiefe setzen (siehe Capitel II); die dunkle Pechsteinzone hat sich am Rhyolithkern nur da erhalten, wo auch der Tuff noch vorhanden ist.

Meine Annahme wird durch viele andere Beobachtungen gestützt, die noch unzweideutiger sprechen. Nichts ist verwirrender, als die eigenthümlichen Lagerungsverhältnisse des Tuffs zum Rhyolith an des letzteren steilen Flanken und ich sehe darin die Hauptursache für den Irrthum Doelter's und Sabatini's, als sie den Rhyolith der Insel in langen Gängen den Tuff durchquerend annahmen. Da sie nicht jede Einzelheit kartographisch darstellen konnten, suchten sie ein Grundprincip des Verhaltens beider Gesteine zu einander zu erkennen. Sie irrten sich jedoch in ihrer Deutung, wie ich nachweisen zu können glaube; denn obgleich auch ich vom allzu tiefen Eingehen in's Detail absehen musste, verglich ich doch eine Menge von Einzelvorkommnissen und vermochte ohne Zwang in ihnen die gleichen Grundzüge aufzufinden: dass nämlich der Rhyolith immer einen rundlichen oder auch länglichen, massigen Kern (Stock) von mehr oder weniger steilen Wandungen bildet, an den sich ringsum der Tuff 1 anfügt.

II. Der mittlere Inseltheil im Bereich des Ciglio del Guarnero.

Geht man vom Quay aus den Hafen entlang, so kommt man bald durch einen Tunnel, welcher den Tuff 1 durchsetzt. Hinter dem Tunnel links vor der Spiaggia di Sant' Antonio steht Rhyolith an, dem allen Anschein nach der Tuff gegen das Meer hin vorgelagert ist; hält man sich nun in der Mulde nach der Chiaja di Luna zu, so bleibt man immer auf Rhyolith, ausgenommen vielleicht die scharfe Wegecke, welche man gleich anfangs nach links biegt. Man befindet sich auf dem zweiten Rhyolithgang Doelter's (dritter Sabatini's), und in der That ist, wie die Karte zeigt, die blossgelegte Gesteinsmasse sehr viel länger als breit, daher die Aehnlichkeit mit einem Gange

Digitized by Google

vorhanden. Zur Rechten grenzt die Thalschlucht, an deren jenseitigem Hang Tuff 1 nachweisbar ist, nach links aber ist es unmöglich anzugeben, ob der Rhyolith hier nicht in der Tiefe weiter ausgebreitet ist. Die Bebauung des Bodens verwehrte sogar die Feststellung, ob Tuff 1 oder 2 dem Rhyolith auflagert; jedenfalls ist der Doelter'schen Kartirung bezüglich seines zweiten Ganges ebensowenig wie betreffs des ersten (auf den ich in Capitel V zu sprechen komme) Vertrauen zu schenken. Höchst wahrscheinlich hängt die Rhyolithmasse im linken Muldenflügel mit der im ersten Capitel von der Punta Falcone beschriebenen zusammen, doch ist, wie bereits ausgeführt wurde, durch die Anlagerung von Tuff 1 in tieferen und höheren Regionen der Felswand die Feststellung erschwert. Sicher zu ermitteln vermochte ich nur, dass das besprochene Rhyolithterrain nicht zusammenhängt mit dem Rhyolith jenseits der Mulde an der Chiaja, wenigstens nicht oberflächlich. Denn verfolgt man den Wassercanal in der Mulde, welcher in den langen Tunnel aus der Römerzeit führt, so durchschreitet man zunächst eine breite Zone des Tuffes 1, kommt dann durch eine quer und senkrecht durchsetzende Pechsteinzone und nun erst in den Rhyolith von jenseits, in dem auch der Tunnel ausmündet.

Auf dem schmalen Sandsaum der Chiaja, welcher deren mittlerem Bogen vorliegt, hat man den Anblick eines höchst verworrenen Durcheinanders von viererlei Gesteinen. Die steile Felswand, in welcher der Tunnel ausmündet, zeigt aussen bald Rhyolith, bald Pechstein, bald Tuff 1, bald dessen gelbe Uebergangszone, in Streifen durchziehend, in Vertiefungen erschlossen, in Fetzen anklebend, in Höckern vorspringend, in den unregelmässigsten Wülsten, Klüften, Vorragungen, Narben, anscheinenden Verwerfungen; kurz, die Wand sieht aus, als hätten hier in regellosester Weise die genannten Gesteine sich durchsetzt und wie im Kampfe zusammengefügt. Es darf indessen nicht vergessen werden, dass das rückständige Massiv aus Rhyolith besteht wie der Durchgang durch den Tunnel belehrte; erinnert man sich nun des Beispiels von der Falconewand, so drängt sich schliesslich die Ueberzeugung auf, dass man sich hier wie dort nicht vor Gangdurchschnitten, wie Doelter und Sabatini meinen, befindet, sondern vor einer natürlichen Wand eines Rhyolithstockes, wo in der Pechsteinzone der angrenzende Tuff mehr oder weniger abwitterte. Erst weiter nördlich kommt eine breite Zone des Tuffes 1

Digitized by Google

(Fig. 1), welche auch in die Felswand hineinsetzt, wie man sich überzeugt, wenn man oberhalb der Felswand den Hügel abgeht. Die Karte lehrt trotz der offen gebliebenen Lücken, dass die Rhyolithmasse südlich und nördlich, sowie auch östlich von Tuff 1 eingeschlossen ist; rechnet man noch dazu, dass die Wand gegen die Chiaja zu eine natürliche Grenzfläche des Rhyoliths ist, so haben wir diesen also hier in Stockform auftretend. Den auf dem Profil in Zickzack eingezeichneten Tuffstreifen konnte ich nicht auf dem Hügelrücken wiederfinden und halte ihn deshalb gleichfalls nur für einen dem Rhyolith anhängenden Tuff-Schmitzen.

Wo der Rhyolith entblösst ist, erscheint er bald säulig, bald sphäroidisch abgesondert. Letzteres Verhalten macht sich in der Nähe der Pechsteinzone bemerkbar, in welch letzterer es die Regel ist; eine herrliche Rhyolithrose kann man am Felsabsturz bewundern, die schon von den alten Beobachtern gesehen wurde. Die nordwärts folgende Tuffregion macht uns mit der Beschaffenheit dieses Gesteines gut vertraut. Die spröde poröse weisse Grundmasse enthält bald wenig, bald viel Bomben von Rhyolith, die der gelblichen Randzone zu immer reicher auftreten und pechsteinartig werden. Sehr charakteristisch ist fernerhin die Anwesenheit ganz zarter, oft nur millimeterdicker, ebenflächiger Lamellen von festerer, homogener Substanz, welche das Gestein in allen Richtungen, zumeist aber diagonal durchsetzen und an der Felsfläche ein wenig leistenartig vorragen, weil sie der Verwitterung besser widerstehen als die bröcklige Hauptmasse. Schreitet die Verwitterung weiter fort, so treten dickere Lamellen oft weit hervor und ergeben mit Resten daran haftengebliebenen anderweitigen Materiales oft die mannigfaltigsten, breitleistenartig vorstehenden Behänge der Wand, welche selbst wieder stellenweise unterfressen sind, so dass gelegentlich ein System von Hohlräumen vor dem eigentlichen Fels entsteht. Aus der Ferne gesehen, erscheint solche Wand wie mit Hieroglyphen überzogen.

Auf die Tuffzone, welche oben breiter als unten ist, folgt wieder Rhyolith mit schön entwickeltem Pechsteinrand; nur wenige Meter weiter schneidet aber die Rhyolithmasse fast senkrecht ab, ohne jedoch in Pechstein überzugehen und grenzt hier an ein Gestein von lichtgelblicher Farbe und bröckliger Beschaffenheit, das den übrigen Theil des Chiajabogens in steiler Wand begleitet und an der nörd-

Digitized by Google

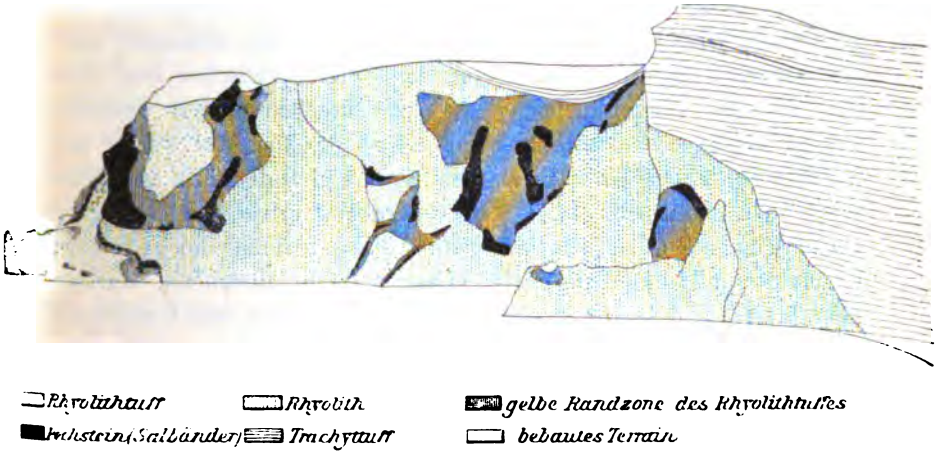
lichen Einbiegung wieder ebenso unvermittelt an Rhyolith anstösst. Doelter hält es für nichts anderes, als Rhyolithtuff, Sabatini nimmt wenigstens den oberen Theil aus, der deutlich geschichtet ist; nur vom Rath erkannte den verschiedenen Charakter des „Conglomerates" (des Tuffes) zu beiden Seiten des letzterwähnten Rhyolithstreifens und sagt (pag. 141): „Ein jüngerer stratificirter Tuff scheint nämlich hier infolge einer Verwerfung hinabgesunken zu sein." Es ist vielleicht einfacher anzunehmen, dass durch vulcanische Kräfte in dem lang vorher gebildeten Rhyolith eine breite Spalte riss, die von ausgeworfenem Trachytaschen erfüllt wurde. Denn die Aehnlichkeit im geologischen Auftreten wie im petrographischen Habitus des geschichteten Tuffs an der Chiaja mit dem der Falconewand ist in die Augen springend. Hier wie dort setzt er zwischen Gliedern der Rhyolithepoche in die Tiefe, er zeigt Horizontalschichtung, wenn sie auch local nicht deutlich ist, die Färbung hat immer einen Stich in's Gelbliche, nie in's Bläuliche wie bei Tuff 1, die Substanz ist bald sandig, bald erdig, bald geröllig, bald auch homogen, aber immer bröckliger als bei Tuff 1, die Einschlüsse sind nicht rhyolithischer Natur, Bimssteinbomben finden sich häufig. Die am Bagno vecchio (siehe Capitel V) gefundenen Mineralaggregate lagen im Bereich des Trachyttuffs vom Monte Guardia, und ebenso finden sich vereinzelt Aggregate oberhalb der Chiaja im Bereich des geschichteten Tuffes. Auch feste Bomben in allen Grössen finden sich in ihm eingelagert, ich habe jedoch nicht feststellen können, ob sie trachytischer Natur sind. Nach dem Vorgetragenen glaube ich den geschichteten Tuff der Chiaja für Trachyttuff erklären zu dürfen — besonders weil er jünger ist als der ihn umgebende Rhyolith und wir vom Monte Guardia wissen, dass auf die Rhyolithzeit die des Trachyts folgte; — zugleich möchte ich bezüglich seiner Entstehung die Meinung äussern, dass sowohl am Monte Guardia, wie an der Chiaja durch Spalteneinriss in's Rhyolithgebiet Auswurfsschlünde für den Trachyttuff sich bildeten, aus deren einem später auch noch die Trachytdecke des Monte Guardia ausfloss.

Eine der Bimssteinbomben des Trachyttuffs der Chiaja roch aufgebrochen intensiv nach Schwefelwasserstoff. Im Sande des flachen Ufersaumes finden sich viel kleine Bimssteinbrocken und Feldspathkryställchen; von der bröckligen Wand des Tuffs 2 treibt der Wind fortwährend Staub und Gerölle herab. Kehren wir nun durch den

Digitized by Google

Tunnel wieder in die Mulde zurück und steigen den oberen Chiajarand aufwärts, so finden wir hinter dem Rhyolith die breite Zone des Tuffes 1, in den eine alte Begräbnisgrotte eingearbeitet ist; dann kommt wieder Rhyolith, der fünfte Gang Sabatini's, und auf diesen, unmittelbar angrenzend, ohne Uebergangszone, der Trachyttuff. Dieser geht nicht allzuweit landeinwärts, sondern grenzt auch hier an Rhyolith, welcher also seiner Ausdehnung nach, besonders aber weil im Thal zur Rechten Tuff 1 ihn begrenzt, nicht einen bis zum Hafen streichenden Gang darstellen kann, wie Sabatini angibt. Das Gebiet des Tuffs 2 umzieht in weitem Bogen den

Fig. 2.



Blick auf die nördliche Wand der Chiaja di Luna.

nördlichen Chiajawinkel, zumeist von Rhyolithkuppen eingeschlossen, aber auch central überragt (siehe die Karte); es tritt auch noch einmal am Nordflügel der Bucht bis an den Felsabsturz heran, deckt hier aber nur den Rhyolith, an dessen freier, südlicher, sehr steiler Wand wieder in mannigfaltigster Weise Fetzen der Pechsteinzone und des Tuffes 1 anhaften, wie Fig. 2 darstellt. Die schneeweissen Tufflecken in gelber und schwarzer Umrahmung vor ockrigbräunlichem Hintergrund ergeben, von der Falconeseite aus gesehen, ein höchst anziehendes Bild; allmählich überwiegt nach Westen zu die weisse Masse, bis sie in der Punta Bianca allein hervortritt. — Um zur Punta Bianca zu gelangen, bewegt man sich zumeist auf

Digitized by Google

dem Trachyttuff. Viele Brüche sind darin ausgehauen, das weisslich gelbliche Material von meist geringer Consistenz wird wie das des Tuff 1 viel zum Bauen benutzt. Die Anlagerung an den Trachyt ist besonders schön in einer als Haus verwerteten Aushaustelle an dem südlichen Abhang des Ciglio del Guarnero zu beobachten, wo die vorderen Partien aus Tuff 2, die Rückwand zur Rechten aus Trachyt bestehen. Auf der Oberfläche ist Tuff 2 gleich dem Tuff 1 sehr gut zu begehen, da er glatt, nur leicht muldig vertiefte Flächen bildet; auch die von Tuff 1 beschriebenen Lamellen, Producte der Infiltration, sind gelegentlich in ihm zu beobachten. Sehr interessant ist die Verwitterung des Tuffs 1 an der Punta Bianca. An der nicht allzusteil zurücktretenden Wand stehen tafelartige Vorsprünge vor, auf denen Geröll und Pflanzen sich vorfinden. Sie entstehen durch die Auswitterung des bläulich-weissen Gesteins zwischen und neben den festeren Diagonalleisten, die an Durchkreuzungen besonders kräftig vorragen und sich hier mit Schutt beladen. Auf Fig. 2 habe ich dies Verhalten, das auch an der Chiaja und anderwärts beobachtet wird, anzudeuten versucht. — Sehr interessant erweist sich die kleine Bucht gegen Norden von der Punta Bianca, denn die gegenüberliegende nördliche Wand zeigt oben Rhyolith anstehend, darunter sehr breit Tuff 1, so dass, wie Sabatini annimmt, ein Ueberlaufen des Rhyoliths über den Tuff gegeben scheint; jedoch am Fuss des Felsens gewahrt man die uns bekannte Uebergangszone des Tuffs gegen den Rhyolith zu, so dass also auch unten, nur etwas zurückstehend, Rhyolith vorhanden sein würde. Hiedurch ist im höchsten Masse wahrscheinlich, dass der ganze Fels aus Rhyolith besteht, an dem zur Seite der Tuff sich erhielt, während er unten in der Brandungshöhe fast ganz, stellenweise auch ganz abgenagt wurde.

Begibt man sich nun nordwärts, so trifft man links vom Ciglio del Guarnero am hohen Meeresabsturz einen sehr eigenthümlich gebauten, hornartig vorragenden Felsen, den Mont' Agniello, von dem aus ein herrlich freier Blick auf die westwärts liegende Insel Palmarola sich eröffnet. Ueber Rhyolithtuff geht es aufwärts bis an den ausserordentlich schroffen Küstenabsturz, der, wie man sich auf den ersten Blick überzeugt, in der schwaren Pechsteinzone statthat; in dieser wenig widerstandsfähigen Zone haben Meer und Winde eindringend eine hier jedenfalls vorhandene grössere Rhyolithmasse zum Absturz gebracht, nur ein kleiner Theil von schönsäuliger Ab-

Digitized by Google

sonderung hat sich noch erhalten und ragt als das erwähnte Horn gegen das Meer vor. Steht man auf ihm, so kann man sich eines unbehaglichen Gefühls nicht erwehren, denn die unten donnernde Brandung gemahnt hier zu sehr an ihr rastloses Zerstörungswerk. Doelter unterscheidet das hier anstehende Gestein vom Rhyolith als Sanidin-Biotit-Trachyt, Sabatini und Roth nennen es jedoch Rhyolith, und dem Aeusseren nach ist auch kein Unterschied zu dem Letzteren zu constatiren.

Der Ciglio del Guarnero ist ein rundliches Rhyolithmassiv, das von Tuff 1 umgeben ist; nur südwärts lehnt sich Tuff 2 an, wie wir bereits sahen. Wie die Karte lehrt, steigt von rechts der Tuff 1 in Zungen hoch herauf und scheint an einer Stelle (nördlich) direct mit dem Tuffe der Westseite zusammenzuhängen; wahrscheinlich handelt es sich hier aber nur, wie auch an anderen Stellen des Ostabhanges nachweisbar, um eine Anlagerung des Tuffs, der sich an der weichen Senkung local erhielt, nicht um eine durchgreifende Trennung des Cigliostockes von den zwei nordwärts eingezeichneten Rhyolithinseln, die also, vielleicht auch sammt der kleinen östlichen Rhyolithkuppe, dem Cigliomassiv angehören würden. Erst nordwärts davon, vor dem Massiv des Monte tre Venti, geht es tief in's Thal, welches bis I Conti fortläuft und hier in das breitere von Santa Maria einmündet. Ganz zweifellos ist der Rhyolith des Ciglio getrennt von den zahlreichen Rhyolithkuppen ostwärts gegen den Hafen hin, denn ein tiefes Thal schneidet, vom südlichen Gebiet des Trachyttuffes herabkommend bis an's Ende des Thals von Santa Maria bei I Conti durch, und hier unten ist überall Tuff 1 nachweisbar, in dem viele Grotten und einzelne Häuser eingehauen sind. Es kann daher von dem fünften Gange Doelter's, dem siebenten Sabatini's, nicht im entferntesten die Rede sein: der Ciglio del Guarnero repräsentirt einen bedeutenden Rhyolithstock und ebenso sind all die zahlreichen Kuppen nach Osten zu kleine Rhyolithmassivs, die ringsum von Tuff 1 umschlossen werden.

Im Einzelnen ergeben sich bei der Feststellung der Grenzen des Tuffs gegen den Rhyolith auf dem erwähnten Hügelgebiet oft sehr grosse Schwierigkeiten. Der Weg an der Nordwestseite des Hafens führt meiner Zeichnung nach durch Tuffgebiet; das gilt aber nur im Grossen und Ganzen und nur für die Oberfläche des Terrains. Vor Santa Maria durchsetzt der Weg, wie wir es schon auf der

Digitized by Google

Ostseite des Hafens fanden, den bis an die Küste tretenden Fels mittels eines breiten Tunnels. Beide Enden des Tunnels liegen im Tuff 1, der weitaus grösste Theil durchsetzt aber Rhyolith, und ein enger, senkrecht aufsteigender Lichtschacht zeigt uns, dass der Felsrücken bis oben hin aus Rhyolith besteht. Oben sieht man nun ein buntes, wirres Bild. Bald ist Rhyolith blossgelegt, bald Pechstein, bald Tuff 1, bald dessen gelbe Randzone; besonders an den Abhängen scheint es unmöglich, Einsicht in die gegenseitigen Lageverhältnisse zu gewinnen. Auf einem Profile vermochte ich nicht die sich mir aufdrängende Deutung wiederzugeben, ich muss sie daher nur schriftlich mittheilen. Auch hier wie sonst so vielfach sind die Tuffmassen wechselnd von dem Rhyolithkern abgelöst, daher bald der weisse Tuff, bald die gelbe Randzone, bald der Pechstein, bald der helle Rhyolith vortretend. Dabei ist jedoch nicht ausgeschlossen, dass in den Tuff eingreifende Apophysen oder überfliessende Lavazungen hie und da das Durcheinander veranlassen; indessen glaube ich nicht viel unzweideutige Beispiele dafür gefunden zu haben.

Auch an den übrigen Hügelrücken und -Hängen weiss man oft nicht ein noch aus. Bald scheint unstreitig ein schmaler Rhyolithgang durch den Tuff durchzustreichen, aber weiter unten, oft nur wenige Schritte tiefer, kommt wieder ein ähnlicher Rhyolithstreifen zum Vorschein, der andere Richtung hat und wohl gar von einem Pechsteinband quer abgeschnitten wird. Die Contactlinien sind des Terrassenbaues und der Häuser wegen meist nur kurze Strecken weit zu verfolgen; trotzdem lässt sich von weit durchgehenden Grenzen nicht reden, wie es anfangs imponirt; vor allem lässt sich durch kein Thal hindurch ein Rhyolithgang verfolgen, vielmehr steht unten stets Tuff 1 an. Am besten glaubte ich die geologischen Verhältnisse nach dem schon öfters vorgetragenen Gesichtspunkt mir erklären zu können: Rhyolithstöcke bilden die Kerne aller Hügel und die umschliessende Tuffmasse ist sehr verschieden davon abgewittert oder durch die Regenwässer abgerissen worden. Die beste Bestätigung für diese Deutung findet sich an dem Tunnel am Hafen, welcher die Spiaggia di Sant' Antonio und die Spiaggia di Giancossa verbindet (siehe hiezu die Profile Fig. 3 und 4). Der Tunnel führt durch einen in's Meer vorspringenden Tufffelsen, an welchem man auf der östlichen

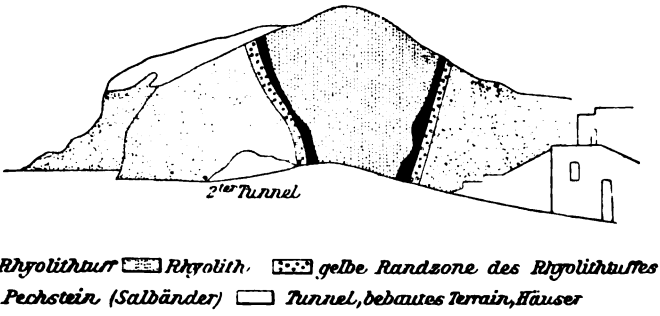
Digitized by Google

Seite die gelbe Randzone bis fast vor an den freien Rand beobachtet; der Felsen bildet einen Keil, dessen Nordseite ziemlich rechtwinklig an eine breite Rhyolithzone anstösst, die oben breiter als unten ist und rechts wieder unter Entwicklung der typischen Zwischenzonen an Tuff 1 anstösst (Fig. 4). Sabatini erkennt in dieser Rhyolithmasse das Ende seines sechsten Ganges, der bis zum Capo Bianco durchlaufen soll.

Fig. 3.

Blick auf den Eingang zum zweiten Tunnel am Hafen von der Spiaggia di S. Antonio aus. (Nach Sabatini.)

Fig. 4.



Blick auf den Eingang zum zweiten Tunnel am Hafen von der Spiaggia di Giancoa aus.

Ich muss diese letztere Angabe nun zunächst entschieden bestreiten, denn, wie die Karte auch darstellt, trennt ein breites Thal mit Tuffwänden den Rücken hinter dem Hafen von den Bergen der Chiaja di Luna. Es lässt sich aber auch aus einer Vergleichung der Profile und der Karte mit Evidenz erkennen, dass der vom Tunnel durchsetzte Tuffvorsprung gar nicht nach rückwärts in die Tiefe setzt, sondern

Digitized by Google

nur ein vorgelagerter Brocken ist vor einem rückliegenden Rhyolithkern. Denn die auf Fig. 4 sichtbare linke Contactlinie erscheint wieder auf der anderen Seite des Tunnelfelsens, ja sie ist im Tunnel selbst gegen dessen nördliche Ausmündnng hin zu constatiren, trennt also den Vorsprung von dem rückliegenden Hügel vollständig. Nun zeigt die östliche Fläche dieses Hügels eine seltsame Verquickung der verschiedenen Hauptgesteine und der Contactgesteine. Zunächst zieht von der durchstreichenden Contactzone ein Pechsteinstreif an der Wand des Tuffvorfelsens quer nach vorn; es ist unzweifelhaft eine Apophyse, wie auch Sabatini angibt, die den Tuff hier gegilbt hat. Nach links zu von der Contactzone folgt bald Tuff, bald Rhyolith etc. und der Tuff nimmt sogar die Hauptfläche der Felswand ein. Da nun die Contactfläche zwischen dem Tunnelfelsen und dem rückliegenden Hügel ziemlich die gleiche Richtung verfolgt, wie die so buntfarbige Felswand zur Linken seitwärts vom Tunnelfelsen (Fig. 3), so ergibt sich mit Sicherheit auch die letztere als Contactfläche und die an ihr sichtbaren Rhyolithpartien nicht als Querschnitte von kleineren Gängen, sondern als freigelegte Stellen des rhyolithischen Massivs (die Fig. 3 ist nach Sabatini).

III. Der mittlere Inseltheil im Bereich des Monte Core.

Hinter dem langen Tunnel, welcher die Spiaggia di Giancossa mit dem Orte Santa Maria verbindet, eröffnet sich nach Westen zu ein weites Thal, der fruchtbarste Theil der Insel, dessen Grund wohl durchgehends vom Tuff 1 gebildet wird. Dem Meere zu steht nord- und südwärts Tuff an und gibt günstige Gelegenheit zum Aushau grosser Grotten (z. B. der Grotta del Serpente, einem früheren Strafconvent für Mönche); nach I Conti zu trifft man seitwärts Rhyolith oder dessen Pechsteinzone, die jedoch beide ziemlich steil einfallen, also wohl kaum das Thal durchstreifen dürften. Der Ort I Conti liegt auf drei terrassenartig sich hintereinander aufbauenden Kuppen, deren erste und dritte Rhyolith oben anstehend zeigen, während sonst überall, und zwar auf weite Distanzen hin, besonders nach Norden zu Tuff sich ausbreitet. Damit ist schon angedeutet, dass die Gegend eine wenig erhöhte ist; sie schwillt aber von einem langen nach Nord zu ziehenden Thale aus nach rechts und links, sowie auch nach Nord selbst hin langsam an und wir finden den

Digitized by Google

Tuff aufwärtssteigend immer am Wege, selbst schliesslich in unmittelbarer Nähe der höchsten Rhyolithkuppe der Insel, des Monte Core. Hier verfliessen das östliche und westliche Rhyolithgebiet von hinter I Conti, hier haben wir den Hauptpunkt plutonischer Thätigkeit während der Rhyolithzeit zu erkennen.

Der Monte tre Venti ist ein langgestreckter Rhyolithstock, von dem Doelter und Sabatini behaupten, er setze sich über I Conti bis in die südlichen Kuppen des Frontonegebirges an der Ostküste fort. Keinerlei wirklicher Anhalt ist dafür gegeben, vielmehr trennen die Thäler bei I Conti West von Ost auf das deutlichste. Ebensowenig hängen aber auch die Hügel von I Conti mit dem südlichen Frontonemassiv zusammen, denn zwischen beide schiebt sich gleichfalls ein tiefes Thal mit vielen Grotten im Tuff; ein unterirdischer Zusammenhang soll natürlich nicht bestritten werden, der ist in solch engem Bereich starker Entfaltung unterirdischer Kräfte wohl selbstverständlich. — Zum Frontone stieg ich nahe am Meer von Santa Maria aus beschwerlich empor. Der rhyolithische Vorsprung gegen das Meer hin zeigt inselwärts quer durchstreichend die Contactzone und eine gleiche erkennt man an der weiter links gelegenen höheren Kuppe; ich möchte indessen, eben des ansteigenden Terrains wegen, bezweifeln, dass der Tuff hier in die Tiefe setzt; es könnte auch eine streifenförmige Anlagerung sich erhalten haben. Die in's Meer vorgelagerten Felsen, deren mittelster, von Norden gesehen, deutlich einem frierenden Mönch gleicht (vom Volke Caccio cavallo genannt, da er auch an eine verbreitete Käseart erinnert), sind Rhyolithbrocken, die früher vermuthlich mit der Insel zusammenhingen.

Von dem grossen südlichen Frontonemassiv aus hat man einen äusserst lehrreichen Ueberblick über die nähere Umgebung. Während der Ost ganz vom Meer eingenommen wird, zieht vom Nord aus in fast reiner Kreislinie ein Kranz hoher Rhyolithrücken bis zum trachytischen, höchsten Berg der Insel, dem Monte Guardia, vom Monte Core aus über den Monte tre Venti, den Ciglio de Guarnero und die hohe Randlinie der Chiaja di Luna. Von diesem leicht gewellten, amphitheatralischen Rand steigen Thäler sanft herab, die vor und neben dem Frontone in ein zusammenhängendes, besonders tiefes Thalrund einstrahlen; zwischen den Einschnitten ziehen höchst regelmässig schmale Terrassengurte quer wie die Sitzreihen der Amphitheater. Im Verhältnis zum Frontone selbst kann man das ganze

Digitized by Google

Gebirgssystem auch einem vieltheiligen Kraterwalle vergleichen, in dem der Frontone den centralen Kegel bildet, welcher Vergleich natürlich nur dazu dienen soll, die Vorstellung vom Aufbau der Gegend zu erleichtern. Jedenfalls wird man daraus aber auch ersehen, dass von einer grossen queren Anordnung der Rhyolithmassen der Insel, gar von einer radialen Einstrahlung gegen den Hafen hin, wie Doelter und Sabatini es annehmen, nicht geredet werden darf. Es muss überhaupt als eine sonderbare Vorstellung erachtet werden, dass gluthflüssige Massen von einem Centrum aus derart in radiär ansetzende Spalten eindringen sollen, dass das Centrum selbst frei oder fast frei bleibt, während die Gänge, je weiter nach aussen, um so mächtiger anschwellen. Welche physikalischen Gesetze mögen den flüssigen Rhyolith vom Hafen aus bis zur Höhe des drei Kilometer weit entfernten Monte Core, des tre Venti, des Ciglio, der Punta Bianca etc. gedrängt haben, da es doch viel wahrscheinlicher erscheinen müsste, wenn er an der Ausbruchsstelle sich in gewaltigem Massive aufgestaut hätte? Ich glaube mich einer richtigen Deutung mehr zu nähern, wenn ich dorthin, wo der Rhyolith sich zu umfangreichen Stöcken ansammelte, auch die Oeffnung oder die Spalte verlege, aus der er hervorquoll, und wenn ich benachbarte, niedrigere Rücken und Kuppen, die nicht durch sehr tiefe Thäle abgetrennt sind, unmittelbar mit den grossen Massen zusammenhängend, vielleicht, wie am Monte Core zum Beispiel, radial davon ausstrahlend annehme.

Der nördliche, aus zwei Kuppen bestehende Theil des Frontonegebirges wird vom südlichen durch ein nicht allzutiefes Thal getrennt, welches Tuff 1 ausfüllt. Wie wir in Capitel 5 sehen werden, greift diese tuffige Zwischenmasse in die Tiefe, es haben also oberflächlich die Rhyolithmassivs beider Frontonetheile nichts miteinander zu thun. Sehr auffällig ist, dass Tuff und Rhyolith am nördlichen Theil ohne Contactzone zusammenstossen. Der Rhyolith ist hier schön jaspisartig lichtviolett gebändert. — Um vom Frontone zum Monte Core zu gelangen, geht es noch durch mehrere seichte Thäler, wo Tuff ansteht; es ist jedoch nicht anzunehmen, dass hier der Tuff die Rhyolithmassen trennt, denn im ganzen schwillt das Terrain langsam, aber gleichmässig an und der Tuff scheint nur als dünner Belag sich theilweise noch an den sehr sanft geneigten Rhyolithrändern erhalten zu haben. An manchen Stellen ist das mit Evidenz nach-

Digitized by Google

weisbar, dort, wo der Tuff in kleinen deutlich begrenzten Schollen auf grösseren Rhyolithflächen aufliegt. Am ganzen Südhang des Monte Core, sowie auch im Osten vor der isolirten Rhyolithkuppe, der Punta Frontone, lässt sich dies Verhalten beobachten. Eine Besonderheit liegt vielleicht nur in dem einen schroffen, südlichen Thalausschnitt vor, wo quer ein schmaler Streifen Rhyolith mit sehr deutlichem Pechsteinsaum den Tuff durchschneidet; es dürfte hier das Magma sich mauerartig in einen Nebenspalt eingedrängt haben; jedoch ist auch eine streifenförmige Blosslegung des unterliegenden Rhyolithmassivs denkbar.

Oben auf dem langen Rücken des Monte Core war der Rhyolith stellenweis sehr schön weiss, hart und frisch. — Nach Norden zu ist der Abfall viel steiler als gegen Süd und Ost, man sieht in ein enges, aber tiefes Thal, dessen gegenüberliegende Wand von einem sehr langen, von Nordost gegen Südwest streichenden Rhyolithrücken gebildet wird, der bei dem Campo Inglese, einer alten Befestigungsanlage, sich dem Monte Core, wenigstens den Umrissen nach, vereinigt. Wahrscheinlich findet auch ein Zusammenhang der Rhyolithmassen statt, obgleich aus dem Thal von rechts der Tuff quer durchsetzt und auch, wie die verfallenen unterirdischen Gewölbe eines alten Kirchhofes beweisen, in geringer Tiefe sich vorfindet. Der Weg, welcher von I Conti her fast ausschliesslich über Tuff 1 führte, läuft jetzt am Nordwestrand des erwähnten langen Rückens auf den Köpfen schmaler rhyolithischer Säulen bis zur Cala d'Inferno, dem zweiten Krater Doelter's und Sabatini's. Man hat wieder ein sehr interessantes Bild vor sich, wenn man von dem Campo Inglese aus den Nordbezirk der Insel überschaut, die jetzt an der Ostküste am höchsten ist und nach Westen sanft gegen die Uferfelsen zu abfällt. Indem gleich links vom Campo Inglese ein rhyolithisches Massiv sich anfügt (Monte Capo Bosco) und ebenso links von der Cala d'Inferno ein kleineres in's Meer vorspringt, ergibt sich zum zweiten Male die Figuration eines zu drei Vierteln geschlossenen Amphitheaters von grosser Regelmässigkeit. Die schrägen nach innen einfallenden Flächen bildet der Tuff 1, den mittleren flachen Raum das Meer. Wir constatiren hier, wie ganz allgemein, dass im Tuffterrain die Küste einen weicheren Charakter zeigt, als dort, wo der Rhyolith an's Meer tritt; zwar fällt auch der Tuff vor der Brandung in mehr oder minder hohen Felsen steil ab, diese

Digitized by Google

umgeben aber zumeist zurückgezogene Buchten zwischen den viel höheren Rhyolithkuppen, die oft gegen 100 Meter schroff aus dem Meere aufsteigen, scharfe Vorsprünge bilden, wild zerrissen und zersplittert sind und die seltsamsten Klippen sich vorlagern. — Ueber die bläulichen Tufffelsen links von Forni hinweg sieht man die ähnlich leuchtenden der Porta del Papa, die jedoch einen gelblichen Ton haben (siehe nächstes Capitel); nach rechts zu dehnt sich in nordöstlicher Richtung der Schiavonegrat, der wie eine directe Fortsetzung des südlicheren Rückens zwischen Campo Inglese und Cala d'Inferno erscheint. Indessen bildet die Cala d'Inferno doch wohl eine vollständige Unterbrechung, wenigstens endet der letztgenannte Rücken hier unter Anlagerung von Tuff in der Höhe, während unten die Contactzonen hervortreten. Die Schiavonewand erscheint als nackte, steile Rhyolithfläche von licht bräunlicher Färbung, die scharf von den weissen Tuffmauern rechts und links absticht; ebenso contrastiren auch gegen den Tuff zwei weitere kleine Rhyolithflächen auf der Innenseite der Cala, deren rechte die Höhe der Felsen erreicht, während die linke nur unten zutage tritt und oben von Tuff eingerahmt wird. Sie scheint mit dem Rhyolith links von Forni zusammenzuhängen und würde auch das natürliche Ende dieses Stockes anzeigen.

Ebensowenig wie für den Ponzahafen kann man die Kraternatur für die Cala d'Inferno gelten lassen. Zwar deutet die auffallende Längserstreckung der Rhyolithrücken von Campo Inglese bis zur Cala Gaetana darauf hin, dass eine Spalte hier durchsetzt, auf welcher das Magma empordrang; doch scheint die Cala d'Inferno eher eine Unterbrechung als ein Centrum zu sein, vor allem, da wir doch annehmen müssen, dass dort, wo das Magma aufstieg, es sich auch hauptsächlich ansammelte. Weil in der Cala d'Inferno kein Rhyolith ausbrach, darum war eben dem Meer Gelegenheit gegeben, sich hier eine Bucht in die Inseltuffe einzuarbeiten; dass dabei die Enden der angrenzenden Felsrücken blossgelegt wurden, ist selbstverständlich.

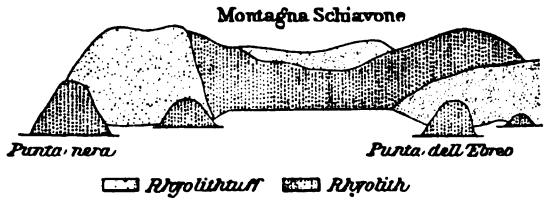
IV. Der nördliche Inseltheil mit dem Tuffgebiet des Incenso, der Punta del Papa und der Insel Cavi.

Hinter Forni zieht der Hauptweg der Insel, welcher vorher auf Rhyolith verlief, bis zur Cala Gaetana durch einen leicht gewellten

Digitized by Google

Tuffdistrict, der fast die ganze schmale Oberfläche der Insel hier einnimmt. Nur rechts erhebt sie sich zum Schiavonerücken und links fügt sich breit eine Halbinsel an, die von abweichender petrographischer Beschaffenheit ist. Das letzte Inselstück hinter der Cala Gaetana bildet ein Hochplateau mit steilen Felswänden und ebenso stellt sich die Insel Cavi dar; die drei letztgenannten Bezirke gehören geologisch zusammen. — Am Schiavone ist der Rhyolith stellenweis in verhältnismässig derben, wagrecht liegenden Säulen abgesondert. Hier wie auch weiter nördlich vor der Cala Gaetana tritt am östlichen steilen Abhang wieder Tuff 1 auf und es folgen in's Meer vorgeschoben einige rhyolithische Felsen und Klippen, deren südlichste wegen ihrer, im Verhältnis zum hellen Tuffe dunklen Färbung den Namen Punta nera erhielt. Obgleich auf der Karte rechts von Santa Croce kein Rhyolith eingetragen ist, zieht er doch, wie

Fig. 5.



Blick auf die südöstliche Felswand der Montagna Schiavone vom Meer aus gesehen.

Fig. 5 lehrt, unter einer übergreifenden Tuffdecke ununterbrochen durch. — In dem links vom Schiavone gelegenen Tuffdistrict findet sich nahe Santa Croce eine Einlagerung ganz besonderer Art. Der Weg durchschneidet leicht schräg geneigte Schichten eines feinkörnigen sehr bröckligen Sandsteines von gelblicher Färbung, welcher nach Sabatini Reste von Muschelschalen und Echinidenstacheln enthalten soll. Es würde sich also um eine marine Ablagerung handeln, deren Entstehungsweise festzustellen mir unmöglich war, deren Anwesenheit besonders deshalb interessiren muss, weil sonst auf der ganzen Insel nichts ähnliches sich vorfindet. Sabatini ist zwar anderer Meinung; nach ihm vollzog sich die Bildung des Tuffes 1, des Rhyoliths und des Tuffes 2 unter Wasser, wofür als Beweis die Schichtung des Trachyttuffes dienen soll. Zahlreiche Beispiele, z. B. am Vesuv, lehren aber, dass ein Tuff sehr wohl geschichtet sein kann, wenn er auch eine terrestre Ablagerung vor-

Digitized by Google

stellt; auch spricht gegen Sabatini's Ansicht die Figuration des Rhyolith-Untergrundes in den Gegenden, wo Tuff 2 sich anhäufte. Es ist im höchsten Masse wahrscheinlich, dass alle Rhyolithvorkommnisse Stöcke sind, wenigstens wurde eine typische Quellkuppe oder Decke von mir nicht constatirt und ich musste die Sabatini'sche Angabe, dass vom Ciglio aus ein Strom nach der Porta Bianca herabreiche, zurückweisen (2. Cap.); nun liegt aber der Trachyttuff vielfach dem Rhyolith auf, es musste dieser also vor Auswurf des Tuffs 2 denudirt worden sein; darum hat die Insel jedenfalls auch schon vorher über das Meer hervor- oder in's Brandungsgebiet hineingeragt. Man dürfte fernerhin vielleicht sagen: der Mangel einer Schichtung beweist eher terrestre Ablagerung als das Vorhandensein der Schichtung die Ablagerung im Meer. Dann würde sich auch der Rhyolithtuff als terrestre Ablagerung erweisen, da ihm die Schichtung fehlt, und ich wüsste auch gar keinen Grund anzugeben, warum der Tuff 1 nicht über Wasser sich abgelagert haben soll.

Westlich und nördlich grenzt an den Rhyolithtuff des nördlichen Inselbereiches ein Gestein, dessen Auftreten sogleich einen anderen Charakter der Landschaft zur Folge hat. Während sonst in fortwährendem Wechsel Hügel- oder Bergkuppen und Rücken sich aneinander reihten und flachere Stellen sich nur entwickelten, wo grössere Tufflächen (Tuff 1) von Rhyolithmassivs eingeschlossen wurden, bildet hier ein nicht magmatisches Gestein ziemlich hohe Plateaux, die gegen das Meer sehr schroff abfallen und durch Entwicklung vieler weit vorgeschobener, scharfer Landzungen erweisen, dass das Meer nur mit grösster Anstrengung hier sein Vernichtungswerk betreibt. Wir sehen daher den Fels sowohl an der Porta del Papa, wie am Incenso, wie auf Cavi von ganz bedeutender Härte; er bildet unter dem Einfluss der Witterung die schärfsten, unregelmässigsten, horizontalen Kanten, zwischen denen kleine und grössere Vertiefungen eingefressen sind; oft erscheint eine Wand wie ein Fachwerk, dessen Ausfüllmasse tief herausgenagt wurde. Das Gestein wechselt in seiner Beschaffenheit sehr. Meist ist es kieselhart, weiss oder gelblich, oft auch von Eisenoxyd röthlich; es enthält gelegentlich dunklere Einschlüsse. Dann erscheint es wieder bröckeliger, grobkörnig oder zart porös, blättrig, kieselsinterartig; gelegentlich lässt es sich leicht zu feinem, schneeweissem Pulver zerreiben, welches früher als Bianchetto nach Neapel transportirt wurde. Nach Doelter und Saba-

Digitized by Google

tini ist es ein stark caolinisirter und silificirter Tuff, nach ersterem dem Rhyolithtuff, nach letzterem eher dem geschichteten Trachyttuff zugehörig. Vom Rath nennt es einen verquarzten Rhyolith. Ich möchte mich Sabatini's Deutung anschliessen, denn vom Meer im Osten aus gesehen zeigt das Gestein deutliche Schichtung und verschiedene geröllige Zwischenlager, wie sie auch am Monte Guardia und an der Chiaja di Luna vorkommen. Ausserdem grenzt der Incensotuff südlich und nördlich an typischen Rhyolithtuff und, was das wichtigste ist, er setzt breit in die Tiefe, bildet also die Ausfüllmasse einer bedeutenden, vielleicht secundär eingerissenen Lücke im Rhyolithgebiet, nicht blos eine besondere Facies desselben, die durch in Spalten aufsteigende Dämpfe ihre charakteristische Eigenthümlichkeit erhielt.

Der Unterschied des Incensotuffes zu dem des Monte Guardia und der Chiaja di Luna liegt nur in der petrographischen Beschaffenheit, aber wir sehen auch den echten Trachyttuff an verschiedenen Punkten recht verschieden entwickelt, bald krystallinisch, bald conglomeratig, bald erdig, während der Rhyolithtuff sich sehr constant zeigt. Es ist nun von allen Beobachtern eine secundäre Einwirkung von Dämpfen auf den Incensotuff angenommen worden und als Beweis dafür lässt sich die eigenthümliche Zerfressenheit des Gesteins, seine bleiche Färbung und wohl auch die Ablagerung von Metallverbindungen in Klüften anführen. Ich möchte daher den Tuff vom Incenso, Punta del Papa und Insel Cavi als einen Trachyttuff hinstellen, so dass sich also sämmtliche Gesteine der Insel, deren Doelter 10 aufführt, auf 4 reduciren würden, die zwei Epochen angehören: auf Rhyolithtuff und Rhyolith der ersten und auf den Trachyttuff und Trachyt der zweiten Epoche.

Die eigenthümliche Gestaltung des Incenso-Endes erweist sehr deutlich den verschiedenen Charakter des gebleichten und des Rhyolithtuffs. Im Bereich des ersteren stürzt das Inselplateau steil ab und hängt nur durch einen schmalen Grat mit der Punta dell' Incenso, einem quer vorliegenden Rhyolithfelsen, zusammen, dessen der Insel zugewendete Fläche noch stellenweis, besonders zur linken, die Pechsteinzone und vor dieser, in die Tiefe setzend, Tuff 1 zeigt. Während also Incensotuff und Rhyolith, weil sehr widerstandsfähig, sich gut erhielten, witterte die zwischengelagerte Schicht des Tuffes 1 und der Pechsteinsaum tief heraus und werden später vielleicht ganz verschwinden.

Digitized by Google

V. Die Ostküste der Insel vom Meere aus gesehen.

Von der Punta della Guardia bis zu der schmalsten Inselstelle im Städtchen Ponza ist es fast ausschliesslich Trachyt und Trachyttuff, den man entlang fährt. Die steile Klippe, welche südlich den grossen Leuchtthurm trägt und durch eine halsartige Verengerung mit dem Monte Guardia zusammenhängt, zeigt kräftige, unten liegende dann nach oben bogig eingekrümmte Säulen des Trachyts, welche am freien Rande senkrecht auslaufen. Die Verbindung mit der Insel durch Rhyolithtuff lässt sich aus einiger Entfernung nicht wahrnehmen; man sieht jedoch etwas höher am Berge links unter dem gelblichen Trachyttuff mit seiner flammend rothen oberen Grenzlinie den bläulichen Tuff 1 etwas zutage treten. Der Trachyttuff nimmt nun bis Ponza den schrägen oder oft auch senkrechten Hang ein, zuerst von der Trachytdecke mit ihren derben, senkrechten Säulen überlagert, dann ganz allein; die rothe Schicht ist fast überall wahrnehmbar. In halber Entfernung bis Ponza liegen nahe im Meer zwei trachytische Klippen (Calzone muto), deren nördliche auf der Landseite unten sehr schön die kugelförmig hervorstehenden Säulenköpfe zeigt, die oft, wie wir es im Cap. 1 an der Porta della Guardia sahen, rundlich vertieft sind, während das Mittelstück vorragt. Doelter spricht hier von einer kugelförmigen Absonderung des Trachyts, doch liegen hier die Säulen nach rückwärts und man sieht auf ihre Köpfe, vielleicht auch auf beliebige Querschnitte. Ein Zusammenhang des Calzone muto mit der Trachytdecke des Monte Guardia ist nicht zu constatiren; am Ufer liegt breit der Tuff 2 vor, in den hier das Bagno vecchio eingeschnitten ist, wo man Mineralaggregate, ähnlich denen von dem Monte Somma am Vesuv fand. Vielleicht sind die Klippen ebenso wie die Leuchtthurmklippe als abgestürzte Theile der Trachytdecke zu deuten, doch könnte man aus dem Vorkommen anderer Trachytklippen weiter draussen im Meere (le Formiche) auf eine in der Tiefe vom Monte Guardia durchziehende Spalte schliessen, auf der gelegentlich Lavaausflüsse erfolgten.

Hinter dem Bagno vecchio in einer Küstenbiegung hebt sich vom Tuff 2 deutlich eine aus Rhyolith und Tuff 1 bestehende Einlagerung in der Felswand ab. Der hier zutage tretende Rhyolith stellt das nordöstliche Ende des ersten Ganges Sabatini's dar und

Digitized by Google

soll unter dem Guardia-Trachyttuff bis zur Küste zwischen Porta della Guardia und Fieno im Südwesten durchstreichen, wo er wiederum zutage tritt. Es lässt sich natürlich nicht das Gegentheil beweisen, ich möchte nur einwenden, dass ein Zusammenhang unmöglich erscheinen muss, weil wir zwischen beiden Endpunkten die Ausbruchstelle des Trachyts und seines zugehörigen Tuffes zu suchen haben. — Gleichfalls durch gar nichts bewiesen ist der Zusammenhang der Rhyolithmassen, welche östlich von Ponza an der Einengung, an der Punta della Madonna und in deren drei vorgelagerten Felsen anstehen — selbst angenommen, dass diese zusammengehören — mit dem Rhyolith südlich an der Falconewand. Es ist wirklich unbegreiflich, wie Doelter hier einen schnurgeraden Gang (seinen ersten, den zweiten bei Sabatini) einzuzeichnen vermochte, da von Ponza aus bis hinter den Falconerücken auch nicht die Spur von Rhyolith zu finden ist, sondern am ganzen Nordabhang des Monte Guardia Trachyttuff vorkommt. — Für den zweiten Gang Doelter's, der anscheinend am deutlichsten ausgeprägt ist, habe ich bereits im zweiten Capitel gezeigt, dass die Nothwendigkeit, von einem Gang zu reden, durchaus nicht vorliegt. Er soll nach Doelter und Sabatini von dem nördlichen Theil der Falconewand bis zum Friedhof am Nordrand der kleinen Ponzascholle durchziehen; man trifft nun auch zwar, wenn man die sonst im Norden nur Tuff 1 zeigende Scholle umfährt, nahe dem Friedhof einige Rhyolithpartien, die vor den Tuff vorspringen, und vielfach sieht man hier noch die Pechsteinzone am Tuff angeklebt; aber eben diese Vertheilung lehrt, dass der Rhyolith nur seewärts sich vorfindet — wo er auch eine Klippe noch bildet und durch eine breite Tuffzone von den südlicheren Rhyolithvorkommen getrennt ist. Es ist ja möglich, dass in der Tiefe eine verbindende Spalte durchzieht, für die zutage tretenden Rhyolithmassen vom Kirchhof aus bis zur Falconewand ist aber die Gangnatur nicht nachweisbar.

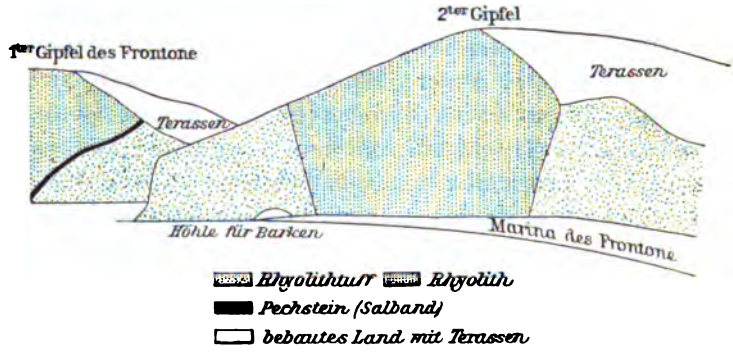
Während im Tuff 1 Höhlenbildungen etwas normales sind und gerade am Nordrand der kleinen Ponzascholle viel beobachtet werden, finden sie sich im Rhyolith selten. Schöne Beispiele zeigt die Punta Santa Maria, wo besonders in der westlichen Grotte die Brandung sich tief in den säuligen Rhyolith einfrass und den rückständigen, sanft anlaufenden, flachen Strand mit klarem Kiesgrund bedeckte. Jetzt badet hier im Verborgenen die weibliche Einwohner-

Digitized by Google

schaft Ponzas, früher sollen sich daselbst Robben oder gar Seekühe aufgehalten haben.

Die Fahrt am Frontone entlang zeigt am ersten Massiv den Rhyolith breit und steil in die See vorspringend und daran anhaftend viele Reste der begleitenden Pechsteinzone und des Tuffes 1. Am nördlichen Bergrand zieht die Contactzone landeinwärts, es ist das Thal gegen das zweite Frontonemassiv breit mit Tuff 1 ausgefüllt, der, wie Fig. 6 lehrt, sehr scharf, aber ohne vermittelnde Contact-

Fig. 6.



Blick auf die östliche Felswand des ersten und zweiten Gipfels der Montagna Frontone, vom Meer aus gesehen.

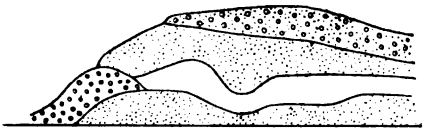
zone wieder an Rhyolith anstösst. Diese zweite Rhyolithmasse erscheint als sehr steile, glatte Felswand, welche zunächst nach oben zu anschwillt und sich dann, wo beiderseits der Tuff endet, kuppig abwölbt. — Interessant ist das Tuffgebiet vor der Punta Frontone, da hier im Tuff mehrere unregelmässige, dicke Horizontallagen von verschiedener Beschaffenheit zu erkennen sind (Fig. 7). Die mittlere, gewellt verlaufende Schicht ist blendend weiss und fast völlig homogen, ohne Einschlüsse. Darüber und darunter, deutlich abgegliedert, liegt wieder Tuff, der aber durch eingeschlossene, aber nicht zahlreiche Bomben dunkler, bläulichgrau erscheint. Zu oberst folgt nun noch eine Schicht mit sehr viel Einschlüssen, die fast schwärzlich erscheint. Zur linken lagert den unteren Gliedern quer an die gelbe, bombenreiche Randzone, welche immer in der Nachbarschaft

Digitized by Google

des Pechsteins auftritt. Wahrscheinlich verbirgt sich hinter der Wand ein Rhyolithstock, dessen jeweiligen Abstand von der Front man an der verschiedenen Beschaffenheit des Tuffs erkennen kann; denn ich glaubte an mehreren Punkten constatiren zu können, dass, je weiter der Tuff vom Rhyolith entfernt ist, er um so farbloser und ärmer an Bomben erscheint. Es erklärt sich das vielleicht aus gleichzeitiger Bildung von Rhyolith und Rhyolithtuff an den betreffenden Stellen; ein sicheres Urtheil vermag ich nicht abzugeben.

Ein weiterer interessanter Punkt findet sich an der Cala del Core, wo aus dem Tuff 1 eine bräunliche, herzförmige Rhyolith-

Fig. 7.



Tuff ohne Einschlüsse *Tuff mit wenig Einschlüssen*
Tuff mit viel Einschlüssen *gelbe Randzone des Tuffs gegen Rhyolith hin*

Aus Rhyolithtuff bestehende Felswand nahe der Punta Frontone, westlich von dieser, vom Meer aus gesehen.

masse hervorschaut, die dem Berge den Namen verschaffte. Zur rechten und linken vom Tuff treten wieder zwei Rhyolithstreifen zutage, ebenfalls von Tuff eingeschlossen. Da rückständig Rhyolith ansteht, so liegt hier jedenfalls eine mehrfache Abwitterung des Tuffmantels vor, gerade wie an so vielen anderen Stellen.

Ueber den Anblick, welchen der Grat des Schiavone vom Meer aus gewährt, habe ich schon im letzten Capitel berichtet; auch dass man an dem Incenso- und Cavituff sehr gut Schichtung erkennen kann. Die Westseite der Insel zu umfahren, hatte ich leider keine Gelegenheit, ebenso verhinderte ungünstige Windrichtung einen Besuch der Insel Palmarola, deren eigenartige Umrisse manches geologisch Interessante versprechen. Es wäre mir höchst wünschenswerth gewesen, die auf Ponza gewonnenen Gesichtspunkte auch an den Nachbarinseln zu erproben; so musste ich meine Untersuchungen abschliessen, als noch gar manche Frage offen stand, und ich hoffe nur zum Schluss, dass meine Arbeit wenigstens einigermassen

Digitized by Google

dazu beitragen wird, unsere Kenntnis von der Geologie der altberühmten Ponzainsel zu erweitern.

Zusammenfassung.

Um die in den vorliegenden Schilderungen gewonnenen Befunde leichter zugänglich zu machen, füge ich eine kurze Zusammenfassung an. Nach meiner Auffassung würde sich folgendes Bild von der geologischen Entwicklung der Insel entwerfen lassen.

Auf den Bruchspalten einer alten Festlandscholle, die vielleicht nur wenig unter den Meeresspiegel untergetaucht war, entwickelte sich intensive vulcanische Thätigkeit, die zunächst grosse Massen eines rhyolithischen Tuffes aufhäufte und dann rhyolithisches Magma in vorhandene oder neu aufgerissene Lücken des Tuffes zu Stöcken oder Gangstöcken unter Bildung scharf ausgeprägter Contactzonen einzwängte. Vielleicht erfolgte an manchen Stellen die Bildung von Rhyolithtuff und Rhyolith gleichzeitig. Neben einigen grösseren Massivs (Ciglio del Guarnero, Monte tre Venti, Frontone, Monte Core) finden sich eine Anzahl unbedeutendere, die nur zum kleinen Theil auf von jenen ausstrahlenden Spalten (Rücken von Core bis Cala dell' Inferno, Schiavone) aufzusitzen, zumeist aber unabhängige Bildungen zu sein scheinen. Eine radiale Anordnung von Gangmassen im Sinne Doelter's und Sabatini's mit dem Hafen und der Cala dell' Inferno als Centren wird weder durch die wirkliche Form und Vertheilung der Rhyolithvorkommnisse, noch durch deductive Erwägungen annehmbar gemacht. — Nach längerer Pause, während welcher der Tuff vielfach von den Rhyolithstöcken abwitterte oder abgewaschen wurde, brach an mehreren Stellen (Monte Guardia, Chiaja di Luna, Incenso, Cavi, Porta del Papa [?]) durch Schlünde oder Spalten, die im Rhyolith oder im zugehörigen Tuff sich öffneten, trachytische Asche aus, auf die am Monte Guardia sich später eine Trachytdecke auflagerte. Die Scogli di Calzone muto, le Formiche und vielleicht auch die Punta della Guardia scheinen seitliche Lavaausbrüche ohne begleitenden Aschenauswurf darzustellen. Am Incenso, an l'unta del Papa und Isola di Cavi wurde der trachytische Tuff durch Dampfexhalationen stark silificirt und caolinisirt.

Digitized by Google

Literaturverzeichnis.

1875. Cornelio Doelter: Die Vulcangruppe der pontinischen Inseln. Denkschriften der math.-naturwiss. Classe der k. Akademie der Wissenschaften zu Wien. Bd. XXXVI.

1882. J. Roth: Zur Kenntnis der Ponza-Inseln. Sitzungsberichte der kgl. preussischen Akademie der Wissenschaften zu Berlin. Bd. XXIX.

1886. Vom Rath: Ein Besuch der Insel Ponza. Verhandlungen des naturhistorischen Vereins der preussischen Rheinlande etc. 5. Folge, 3. Jahrgang, pag. 137—149.

1887. Fr. Eigel: Ueber einige Eruptivgesteine der pontinischen Inseln. Mineralogische und petrographische Mittheilungen von Tschermak. Bd. VIII.

1893. V. Sabatini: Descrizione geologica delle isole Pontine. Bollettino del R. Comitato geol. d'Italia. Bd. XXIV.

Digitized by Google

III. Zinnober von Schönbach bei Eger.

Von **Prof. Dr. Gustav C. Laube.**

Georg Agricola erwähnt in seinen Schriften mehrfach eines Quecksilberbergwerkes von Schönbach bei Eger. So in de natura fossilium Lib. VIII.[1]): „Venae autem siccae non gignunt argentum vivum, qua res causa est, cur Schonbachii inveniatur tam raro." Lib. X.[2]): „At id genus argentum vivum vel cocci modo rubet ut Schonbachi vel iecoris colorem habet." In de veteribus et novis metallis Lib. I.[3]): „Argento autem vivo in Boemia foecundum est Schonbachum." Lib. II[4]): „Nova argenti vivi metalla sunt in Germania magna quatuor: primum Schonbachi quod oppidum situm in his suditis montibus, qui Voitelandiam a Boemia separant, parun quidem est, sed ex pulcherrima rubentis minii vena nobile et clarum." Ferner liest man im Bermannus[5]): „Argenti vero vivi magna admodum copia reperitur Schonbachii, quod ipsum quoque in Boemicis moctibus situm est", und weiter[6]): „Miniarium metallum non procul hinc Schonbachi quod est ad Egram sub ditione comitis Alberti Sliconis."

Dass es sich um einen Fundort handelt, wo das Quecksilbererz als Zinnober vorkam, geht nicht nur aus den angezogenen Stellen 2. 4 und 5 hervor, es wird auch im Index Schönbach als „metallum miniarium" aufgeführt. Widersprechend ist die Angabe über die Menge des Vorkommens. In den Stellen 1 und 4 wird dies als ein seltenes, in der 5. dagegen als ein reichliches bezeichnet. Immerhin scheint dasselbe bei den Zeitgenossen Beachtung gefunden zu haben. So berichtet z. B. auch der berühmte Mailänder Arzt Hieronymus

---

[1]) Editio Froben, Basileae, 1546, pag. 335.
[2]) ibid., pag. 365.
[3]) pag. 400.
[4]) pag. 408.
[5]) pag. 427.
[6]) pag. 460.

Digitized by Google

Cardanus in seinem Werke de Subtilitate Lib. V[1]): „In Elbogano Bohemiae Scombachi vena minii inventa est."

Allem Anscheine nach aber war die Ergiebigkeit doch keine dauernde, denn schon Petrus Albinus berichtet über das Schönbacher Bergwerk in seiner Meissnischen Bergchronica[2]): „Die folgenden sein beruffene Quecksilber Bergwerck in der Kron Behem: Erstlich Schönbach unter den Schlicken bey Adorff und Eger gegen die Kuttenhaid, welches im Agricola gar offtmals gedenkt wird. Ist der Schönbachische Zinober sonderlich beruffen, doch gedenkt Agricola das sich allbereit bey seiner Zeit das Quecksilber, so in dem natürlichen und gegrabenen Zinober daselbst gefunden worden, abgeschnitten." — Der Verfasser stützt seine Mittheilung auf die oben angeführten Stellen Agricola's, namentlich auf die zuerst angeführte, und deutet an, dass schon zu Agricola's Zeit das Vorkommen abgenommen habe.

Graf Caspar Sternberg's Umrisse einer Geschichte der böhmischen Bergwerke[3]) enthält darüber folgende Mittheilung: Im Jahre 1563 wurde unterm 1. März einer Gewerkschaft, welche in alten verlassenen Stollen bei Oberschönbach Zinnober entdeckte, eine sechsjährige Zehendfreiheit ertheilt. Es waren damals 50 Centner Quecksilber erobert, die Gewerken hofften in demselben Jahre noch 20—30 Centner zu machen. Die nachgesuchte Bergfreiheit wurde der Gewerkschaft jedoch nicht hinausgegeben. „Dieser Bergbau muss nicht weiter verfolgt worden sein[4]), da in dem Verkaufbriefe über die beiden freien Steinlehn Königsberg und Schönbach vom Jahre 1597 nur die etwa in Zukunft zu entdeckenden Bergwerke vorbehalten werden, das Eisenbergwerk aber in Kauf gegeben wird, ohne von dem Quecksilber eine Meldung zu machen."

Darnach muss angenommen werden, dass bereits 1563 die seinerzeit dem Agricola bekannt gewesenen Stollen verlassen, und wenn man auf das Wort „entdeckt" Gewicht legt, dass das Vor-

[1]) Hieronymi Cardani Mediolanensis medici de subtilitate Lib. XXI. Basileae per Ludovicum Lucium, 1554, pag. 169.

[2]) Meissnische Bergkchronica, Dresden 1590, pag. 69.

[3]) Bd. I, pag. 310 ff.; Quecksilberbergwerk in Oberschönbach.

[4]) Siehe Note 1 auf nächster Seite.

Digitized by Google

kommen von Zinnober bei Schönbach bereits in Vergessenheit gerathen war.[1])

Prof. Dr. Reuss berichtet im „Lotos" für 1856[2]) über „Neue Mineralfundorte in Böhmen" zunächst über die des Zinnobers. Dort heisst es: „Im hiesigen (Prager) Museum finden sich Proben von Zinnober aus dem Glimmerschiefer von Schönbach; er ist theils in kleinen derben Partien in dem das Gebirgsgestein durchsetzenden Quarz eingewachsen, theils auf demselben in krystallinischen Partikeln und dünnen Anflügen aufgewachsen." Auf diese Mittheilung stützt sich v. Zepharovich in seinem mineralogischen Lexikon für das Kaiserthum Oesterreich (Bd. I, pag. 479).

Dr. August Maria Glückselig erwähnt in seinem Verzeichnis der Mineralien des Egerer Kreises[3]) das Vorkommen des Zinnobers bei Schönbach nur nach Sternberg's Geschichte als vorgekommen sein sollend.

Meinem verehrten Freunde Herrn Sanitätsrath Prof. Dr. Wilh. Gintl verdanke ich die Mittheilung einiger Proben dieses offenbar sehr wenig gekannten Vorkommens, die in neuester Zeit auf den letzten Resten der alten, nunmehr fast gänzlich verschwundenen Halden bei einer noch heute „Zech" benannten Häusergruppe nächst Oberschönbach, etwa zwei Kilometer nördlich von Schönbach, aufgelesen worden sind. Sie stimmen im allgemeinen mit der Angabe von Reuss. Der Zinnober erscheint in kleinen Drusen oder eingesprengt in weissen Gangquarz. In ersteren erkennt man dünnblätterige Individuen, mit der Lupe glaube ich auch einen kleinen tafelförmigen Krystall bemerkt zu haben, oft mit deutlicher Horizontalstreifung der Fläche, starkem Glanz und schön carminroth durchscheinend, sonst lassen sich nur cochenillrothe mehr weniger deutlich krystallinische Anflüge erkennen. Das eine vorliegende Handstück zeigt eine Stärke von etwa 1·5 Centimeter und ist beiderseits mit eisenschüssigem Phyllit bedeckt. Brauneisenstein scheint eine Art Salband zwischen dem Quarz und Schiefer zu bilden, so dass man

[1]) Johannes Mathesius zählt in der Vorrede zur Sarepta (Ausgabe Nürnberg 1564) das Quecksilberbergwerk Schönbach noch mit auf.

[2]) pag. 118 ff.

[3]) Dr. A. M. Glückselig, Das Vorkommen der Mineralien im Egerer Kreise Böhmens. Karlsbad 1862, pag. 70.

Digitized by Google

in diesem Stücke wohl das Gangvorkommen vor Augen hat. Herr Professor Gintl gestattet mir, hier noch mitzutheilen, dass das Schönbacher Ganggestein nach seinen Untersuchungen 1—1·2% Quecksilber, was 1·16—1·4% Zinnober entspricht, enthält.[1])

[1]) Bei der Durchsicht alter Quellen über das Zinnobervorkommen von Schönbach stiess ich in Johann Mathesius' Sarepta (Ausgabe 1564), Fol. XL b und XLII b auf die Mittheilung, dass auf dem St. Lorenz- und St. Dorotheengang und ebenso in Plan derber, durchsichtiger Zinnober vorgekommen sei, den man für Rothgülten gehalten und verkauft und dessen richtige Natur man erst erkannt habe, als sich das vermeintliche Silbererz im Ofen verflüchtigte. Es sei mir erlaubt, dies hier mitanzuführen, da über Vorkommen von Zinnober auf Joachimsthaler Gängen nichts bekannt ist.

Digitized by Google

IV. Notizen.

Preisaufgabe. Die fürstlich Jablonowski'sche Gesellschaft in Leipzig schreibt für das Jahr 1899 folgende Preisaufgabe aus:

Seitdem im Jahre 1818 Beudant die Abhandlung: „Recherches sur les causes qui déterminent les variations des formes cristallines d'une même substance minérale" veröffentlicht hat, sind mit Ausnahme vereinzelter specieller Studien und der Arbeit von Heinrich Vater über den Einfluss der Lösungsgenossen auf die Krystallisation des Calciumcarbonats umfassendere experimentelle Untersuchungen über das Zustandekommen der verschiedenen Krystallgestalten oder deren Combinationen bei einer und derselben krystallisirenden Substanz nicht mehr angestellt oder wenigstens nicht mehr mitgetheilt worden, trotzdem die künstliche Darstellung von Krystallen erhebliche Fortschritte gemacht und grosse Ausdehnung gewonnen hat. Angesichts der Bedeutung, welche neue Forschungen auf diesem Gebiete voraussichtlich auch für das Verständnis der bei einer und derselben Mineralart hervortretenden Gestaltungsgegensätze haben würden, stellt die Gesellschaft die Aufgabe:

> Es sollen unter Berücksichtigung der den Gegenstand behandelnden Literatur auf experimentellem Wege Beiträge zur Lösung der Frage geliefert werden, von welchen Verhältnissen bei krystallisirenden Substanzen die Entstehung der verschiedenen einzelnen Krystallformen oder die gegenseitige Combination derselben abhängig ist. Es wird gewünscht, dass namentlich dabei solche Substanzen in Betracht gezogen werden, welche eine Verallgemeinerung der gewonnenen Resultate auf die natürlichen Mineralvorkommnisse zulassen würden.

Preis 1000 Mark.

Die anonym einzureichenden Bewerbungsschriften sind in deutscher, lateinischer oder französischer Sprache zu verfassen, müssen deutlich geschrieben und paginirt, ferner mit einem Motto versehen und von einem versiegelten Umschlage begleitet sein, welcher auf der Aussenseite das Motto der Arbeit trägt, inwendig den Namen und Wohnort des Verfassers angibt. Jede Bewerbungsschrift muss auf dem Titelblatte die Angabe einer Adresse enthalten, an welche die Arbeit für den Fall, dass sie nicht preiswürdig befunden wird, zurückzusenden ist. Die Zeit der Einsendung endet mit dem 30. November 1899 und die Zusendung ist an den Secretär der Gesellschaft zu richten. Die Resultate der Prüfung der eingegangenen Schriften werden durch die Leipziger Zeitung im März oder April des folgenden Jahres bekannt gemacht. Die gekrönten Bewerbungsschriften werden Eigenthum der Gesellschaft.

Digitized by Google

Berichtigung.

Auf pag. 7 meiner Arbeit „Ueber den Schichtenbau der Krystalle" hat sich ein Irrthum eingeschlichen, den ich hiemit richtigstellen will. Es heisst daselbst, dass die Gesteine „mit violettem Augit reichlich Titanit führen, welcher den phonolithartigen Tephriten, deren Augite grün sind, vollständig fehlt." Dies ist unrichtig, wie aus Graber's Arbeit selbst hervorgeht. (Vergl. d. Zeitschr., Bd. XV, pag. 319.)

A. Pelikan.

Digitized by Google

V. Literatur.

Physik, Chemie, Krystallographie.

Dölter C.: Verhalten der Mineralien gegenüber den Röntgen'schen X-Strahlen. — Vorläufige Mittheilung. Graz 1896.

Derselbe: Ueber das Verhalten der Mineralien zu den Röntgen'schen X-Strahlen. — Mitth. des naturw. Vereines f. Steiermark, 1895.

Halle Gustav: Neues vervollständigtes Dichroskop, ein neuer Schleifapparat für Mineralogen, Handmikroskop für Mineralogen und Petrographen. — Sonderabdruck aus den Verhandlungen der 67. Naturforscher-Versammlung, Lübek 1895; auch Neues Jahrb. f. Min. 1895, II.

Leiss C.: Ueber neuere Instrumente und Vorrichtungen für petrographische und krystallographische Untersuchungen. (Mitth. aus der R. Fuess'schen Werkstätte in Steglitz bei Berlin.) — Neues Jahrb. f. Min. Beil. Bd. X, 1896.

Linck G.: Beitrag zu den Beziehungen zwischen dem Krystall und seinem chemischen Bestand. — Zeitschr. f. physik. Chemie. XIX, 2, 1896.

Ortloff W.: Beitrag zur Kenntnis eutropischer Reihen. — Zeitschr. f. physik. Chemie. XIX, 2, 1896.

Rinne F.: Ueber die physikalisch-chemische Einwirkung von Schwefelsäure und Salzsäure auf Heulandit und über ein leicht zu gewinnendes krystallisirtes Siliciumdioxyd. — Neues Jahrb. f. Min. 1896, I.

Schwarzmann Max: Hilfsmittel, um die Ausrechnung der Mallard'schen Formel zu ersparen. — Neues Jahrb. f. Min. 1896, I.

Wulff Ludwig: Zur Morphologie des Natronsalpeters. — Sitzungs-Ber. der Berliner Akad. der Wissensch. 1896, VIII.

Mineralogie.

D'Achiardi Giovanni: Le Tormaline del Granito Elbano; parte seconda. — Atti della Società Toscana di Science Naturali, Memorie. Vol. XV.

Bauer Max: Edelsteinkunde, Lief. 7. — Leipzig, Chr. Herm. Tauchnitz, 1896.

Forbes E. H.: Epidote from Huntington, Mass. and the optical properties of Epidote. — American Journal of Science. Vol. I, 1896.

The Journal of the College of Science, Imperial University, Japan, Vol. IX, Part 1. T. Miki, Notes on the Topaz from Mino. Tokyo 1895.

Lacroix A.: Collection de Minéralogie du Musée d'histoire naturelle. Guide du visiteur. — Paris 1896.

Digitized by Google

Penfield S. L. and Forbes E. H.: Fayalite from Rockport, Mass., and on the optical properties of the Chrysolite-Fayalite-Group and of Monticellite. — American Journal of Science. Vol. I, 1896.

Schimpff W.: Untersuchung eines Sylvins (Knistersalz) von Stassfurt. — Zeitschr. f. Kryst. 1896.

Geologie, Petrographie.

Bayley W. S.: Spherulitic Volcanics at North Haven, Maine. — Bull. Geol. Soc. Am. Vol. VI, 1894.

Derselbe: The Basic Massive Rocks of the Lake Superior Region. IV. The Peripheral Phases of the Great Gabbro Mass of Northeastern Minnesota. — Journal of Geology. Vol. II, Nr. 8 and Vol. III, Nr. 1. Chicago 1895.

Derselbe: A Summary of Progress in Petrography in 1895 from monthly notes in the „American Naturalist". Waterville ME. 1896.

Bauer Max: Der Jadeit und die anderen Gesteine der Jadeit-Lagerstätte von Tannuaw in Ober-Birma. — Jadeit von „Tibet". — Neues Jahrb. f. Min. 1896, I.

Bergeat A.: Cordierit und granatführender Andesit von der Insel Lipari. — Neues Jahrb. f. Min. 1895, II.

Bittner A.: Bemerkungen zur neuesten Nomenclatur der alpinen Trias. — Wien, Selbstverlag des Verfassers, 1896.

Bücking H.: Bericht über die Aufnahme der südwestlichen Ecke des Blattes Molsheim und die Untersuchungen im paläozoischen Gebiete des oberen Breuschthales. — Bericht der Direction der geolog. Landes-Untersuchung von Elsass-Lothringen für das Jahr 1895.

Cohen E.: Zusammenstellung petrographischer Untersuchungsmethoden nebst Angabe der Literatur. Dritte, vermehrte und verbesserte Auflage. — Stuttgart, E. Schweizerbart'sche Verlagshandlung (E. Koch), 1896.

Diener C.: Der geologische Bau der Sedimentärzone des Central-Himalaya zwischen Milam und dem Niti-Pass. — Verhdl. d. k. k. geolog. Reichsanstalt. 1895, Nr. 14.

Duparc L. und Kilian W.: Note sur une collection de roches recueillies par M. G. Tardieu dans les Alluvions actuelles de la Durance (avec Notes de M. P. Termier). — Bull. de la Soc. Géolog. de France. (3.) Tome XXIII, 1895.

Duparc L. et Mrazec L.: Nouvelles recherches sur le Massiv du Mont-Blanc. — Archives des sciences physiques et naturelles. (3.) Tome XXXIV.

Henderson J. M. und C.: Der Glimmersyenit von Rothschönberg bei Deutschenbora im Königreich Sachsen. — Inaugural-Dissert. Jena 1895.

Michel-Lévy: Étude pétrographique des Albitophyres du bassin de Leval. — Comptes rendus, 3. Février 1896.

Rinne F.: Ueber Diabasgesteine in Mitteldevonischen Schiefern aus der Umgebung von Goslar am Harz. — Neues Jahrb. f. Min. Beil. Bd. X.

Schmidt C.: Géologie de Zermatt et sa situation dans le système alpin. Géologie du massif du Simplon. — Archives des sciences physiques et naturelles. (3.) Tome XXXIV, 1895.

Digitized by Google

Uhlig V.: Das unterirdische Wasser und seine Bewegung. — Sammlung gemeinnütziger Vorträge, herausgegeben vom Deutschen Vereine zur Verbreitung gemeinnütziger Kenntnisse in Prag. Nr. 209, 1896.

Vacek M.: Einige Bemerkungen, betreffend das geologische Alter der Erzlagerstätte von Kallwang. — Verhandl. der k. k. geolog. Reichsanstalt. 1895, Nr. 11.

Vogt J. H. L.: Beiträge zur genetischen Classification der durch magmatische Differentiations-Processe und der durch Pneumatolyse entstandenen Erzvorkommen. — Zeitschr. f. prakt. Geologie. 1894, 1895.

Zeller R.: Nachträge zu meinem geologischen Querprofil durch die Centralalpen. — Mitth. der Naturforscher-Gesellschaft in Bern. 1896.

Druck von Gottlieb Gistel & Comp. in Wien

Digitized by Google

VI. Die Gabbrogesteine in der Umgebung von Ronsperg in Böhmen.

Von **Fr. Martin.**

Mit einer Tafel in Lichtdruck (II) und 6 Figuren im Text.

Ueber Anregung von Herrn Prof. Dr. L. C. Laube unternahm ich zu Pfingsten 1894 einen mehrtägigen Ausflug nach Ronsperg, um die dortigen Gabbrovorkommnisse zu begehen. Ein längerer Aufenthalt daselbst im Sommer desselben Jahres setzte mich in Stand, die begonnenen Beobachtungen fortzusetzen und zu ergänzen, sowie das nöthige Untersuchungsmaterial aufzusammeln.

Das Auftreten der Gabbros in dieser Gegend ist schon im Jahrbuch der k. k. geol. Reichsanstalt[1]) erwähnt und in der von Jokely redigirten geologischen Karte von Böhmen[2]), Blatt XXIII und XVII, eingetragen. Da jedoch v. Hochstetter diesem interessanten Gesteine nur einige wenige Zeilen widmet, auf den genannten Kartenblättern Gabbro und Diorit nicht unterschieden sind, eine jede nähere Kenntnis mangelt (auch Katzer beschränkt sich in seiner „Geologie von Böhmen" auf die von v. Hochstetter gemachten Angaben), war die Untersuchung dieses Materials sehr wünschenswert und lohnend, und bot manches Neue.

Das von mir begangene Gebiet erstreckt sich westlich von Pabelsdorf, Weissensulz, Wasserau, Berg, Zeisermühle, Münchsdorf

[1]) Dr. Ferd. v. Hochstetter, Geognostische Studien aus dem Böhmerwalde. IV., Jahrb. der k. k. geol. Reichsanstalt, 1855, pag. 749 u. f.

[2]) Geolog. Specialkarte von Böhmen. K. k. geolog. Reichsanstalt, Blatt XXIII und XVII.

Digitized by Google

bis Alt-Possigkau, südlich von hier über Tannawa gegen Gross-Luschenz, östlich von hier über Pirk, Metzling, Sirb, Rouden, Schüttarschen, Amplatz gegen Widlitz, nördlich von hier über Wabitz nach Pabelsdorf. Den nördlichen Theil dieses Gebietes zog ich speciell nur wegen der angegebenen Dioritvorkommnisse um und am Lichonberg in's Feld meiner Betrachtung. Leider sind nur sehr wenige Aufschlüsse in der ganzen Gegend, so am Futschaberg, am Abhange westlich der Wohnischner Mühle, theilweise endlich südöstlich von Hoslau am Fusse von Côte 511, wo ich nur noch einen ausgezeichneten Turmalingranit als Liegendes des dortigen Gabbros constatiren konnte, ohne diesen selbst in anstehenden Massen beobachten zu können, sondern nur mehr in oft mehrere Cubikmeter grossen Blöcken. Zahlreich sind diese, bald grösser, bald kleiner über Côte 511 bei Hoslau und den Ankawaberg, in einzelnen Lesesteinen auch bis nahe dem „Schwarzen Berg" und über die Abhänge südöstlich gegen Ronsperg verstreut. Getrennt durch den Lauf des Piwonkabaches liegt eine zweite Ausbreitungszone südwestlich von Ronsperg, wo das Gestein am Futschaberge und am Abhange gegenüber der Wohnischner Mühle, wie bereits erwähnt, aufgeschlossen ist. Lesesteine reichen bis in den Gemeindewald südlich von Klein-Semlowitz, grössere Blöcke eines Olivin-Gabbros über den „Rothen Berg" bis Alt-Parisau. Ein drittes, von diesen getrenntes Vorkommen ist jenes um und in Meden, sowie beim Westeingang in das Dorf Sirb, ein in grossen, abgerundeten Blöcken auftretender Olivingabbro, welcher nicht nur makroskopisch jenem von Alt-Parisau ähnlich ist, sondern auch mikroskopisch mit ihm die engste Fühlung hält. Was den längs des Lichonberges eingetragenen „Diorit" betrifft, so fand ich daselbst weder einen solchen, noch ein gabbroartiges Gestein, sondern nur körnigflaserigen, feldspathigen Amphibolit.

A. Geologischer Theil.

Der Gabbro scheint in seinem Auftreten an den Hornblendeschiefer gebunden zu sein und steht auch vielleicht mit dem Pegmatite in irgend einer Beziehung. Er spielt überall eine untergeordnete Rolle. Von den drei Verbreitungsbezirken haben wir schon früher gesprochen, die sich auf ebensoviele Eruptiv-(sc. Intrusiv-)

Digitized by Google

Centra zurückführen liessen, auf das vom Futschaberge, das von Hoslau und das von Meden-Sirb.

Die Gabbros sind theils echte Diallag- oder Smaragditgabbros, theils Olivinhypersthengabbros, dazu treten noch Peridotit, Norit und Diorit. Interessante Erscheinungen sind: die oft weit vorgeschrittene Saussuritisirung der Feldspathe, die zahlreichen Umwachsungen und gesetzmässigen Aufeinanderfolgungen einzelner Bestandtheile, das Auftreten von Quarzdioritgängen an der Grenze gegen den Hornblendeschiefer bei der Wohnischner Mühle, sowie jene Erscheinung, die schon v. Hochstetter von diesem Orte erwähnt und die ich später am Futschaberg wieder fand: das Uebergehen des Gabbros gegen den Amphibolit in ein quarzdioritähnliches („granitähnliches", v. Hochstetter) Gestein. Leider konnte dieser Uebergang, da der Gabbro an dieser Grenze bereits so weit zersetzt ist, dass er bei Berührung in Gruss zerfällt, nicht weiter verfolgt werden.

I. Lagerung des Gabbros von Wohnischen—Alt-Parisau.

Wenn wir die einzelnen Vorkommen in's Auge fassen, so hätten wir mit dem hinter der Wohnischner Mühle als dem vollständigsten Aufschluss zu beginnen. Doch ist der olivinfreie Gabbro hier schon so zersetzt, dass ich selbst aus den verhältnismässig festesten Stücken keinen Dünnschliff mehr erhalten konnte. Ich beschränke mich daher darauf, das anzuführen, was ich in Bezug auf seine Lagerung und sein Verhältnis zum anlagernden Amphibolit an Ort und Stelle gesehen habe.

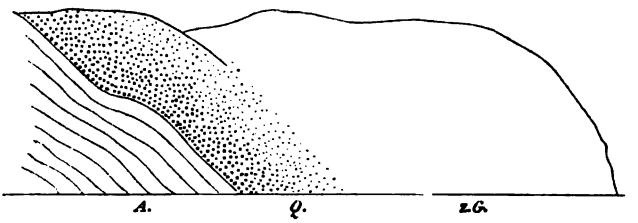
Unmittelbar gegenüber der Mühle[1]) lagert ein Amphibolit, ziemlich feinkörnig, wie er von hier gegen Metzling sich überall findet. Diesem zunächst steht ein quarzdioritähnliches Gestein an, das stellenweise schräg gegen die Schieferung des Amphibolits absetzt, und selbst scharfkantige Bruchstücke desselben umschliesst, sowie Apophysen in denselben entsendet. Zwischen diesem Gesteine und dem stark angegriffenen, darauffolgenden Gabbro konnte die Grenze nicht festgesetzt werden, vielmehr sieht man das Gestein rasch quarzärmer und feldspatreicher werden unter Aufnahme eines uralitisirten Diallags, so dass etwa 1 Meter von der Grenze das Gestein — makroskopisch wenigstens — keinen Quarz mehr erkennen lässt.

[1]) Siehe die Fig. 1 auf folgender Seite.

Digitized by Google

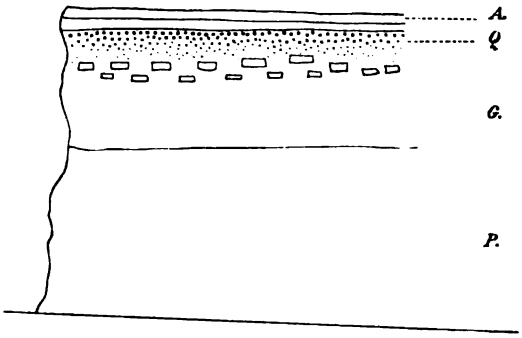
Ein scharf abgesetzter Gang im Amphibolit, feinkörnig und frisch, war, wie das Mikroskop lehrte, ein Quarzdiorit. Parallel zu diesem streichend fand sich ferner ein Gang von reinem Pyroxenfels. Beide diese Gänge waren je 4—5 Centimeter mächtig. Oberhalb dieser Stelle auf Côte 437 und auf Pohaitschen sind zahlreiche Pegmatitgruben, die

Fig. 1.



auf Feldspath abgebaut werden. In einer derselben fuhr man auch Gabbro an. Herr Prof. Laube hatte die Freundlichkeit, mir das Profil jenes Vorkommens mitzutheilen. Es lagerte zu unterst Pegmatit, darüber Gabbro, während das Hangende von Amphibolit gebildet wurde. Bei meiner Ankunft war jener Aufschluss schon verschüttet, so dass ich über das Vorhandensein der quarzreichen Zone nichts mehr ermitteln konnte. Doch stimmt diese Lagerung mit

Fig. 2.



jener überein, welche ich an einem Aufschluss am Fusse des Futschaberges (Fig. 2) beobachtete. Auch hier lagert zu tiefst Pegmatit, darüber fast wagrecht der Gabbro, der an der oberen Grenze grosse Diallage führt, worauf sich ebenfalls wieder Quarz einstellt, welcher beson-

Digitized by Google

ders gegen den horizontal darüber lagernden Amphibolit reichlich wird. Die Zone der grossen Diallage wird hier mehrere Decimeter, die des quarzführenden Gesteins meist nur einige Centimeter mächtig.

Diese Beobachtungen würden demnach zu folgender Auffassung führen: Der Gabbro bildet ein intrusives Lager zwischen Pegmatit und Amphibolit, welch letzterer den Gabbro mantelförmig umlagert und von gangförmig auftretendem Eruptivgestein durchbrochen wird. Der Gabbro besitzt eine kieselsäurereiche Randzone. Ueber das Verhältnis des Gabbro zum Pegmatit geben die vorhandenen Aufschlüsse keine Auskunft. Pegmatit bildet aber auch ausserhalb des Bezirkes des Gabbros im Amphibolit Gänge. Vielleicht bringen zukünftige Beobachtungen die wünschenswerte Aufklärung.

Sowohl am Fusse des Futscha- wie des „Rothen Berges" liegen Blöcke eines bläulich- oder röthlich-grauen Olivingabbros. Im Zusammenhang mit dem anstehenden olivinfreien Gabbro wurden sie nicht beobachtet. Dass ein Zusammenhang besteht, beweist ihr Vorkommen im Verbreitungsgebiet des Gabbros, welcher Art aber derselbe ist, lässt sich bei dem Mangel an Aufschlüssen nicht ermitteln.

Ebensolche Blöcke eines derartigen Gesteines findet man einige hundert Schritte vom Dorfe Alt-Parisau entfernt, westlich zwischen der Weggabelung und dem Kreuze, ein sehr zähes Gestein von mittlerer Korngrösse und blaugrauer Farbe. Doch fand ich hier Diallag-, respective Smaragditgabbro nirgends mehr vor, abgesehen von zwei, etwa handgrossen Lesesteinen.

2. Das Vorkommen bei Hoslau.

Um Hoslau findet sich der Gabbro nur in losen Findlingen, anstehend habe ich hier in der Zone seines Auftretens nur Amphibolit und einen Turmalinpegmatit gefunden. Die Ausdehnung seines Vorkommens ist eine ziemlich grosse: vom Granite des Steinhügels an bis zum Gipfel von Côte 560, von hier längs des Grates zum Ankawaberg (Côte 547), von diesem weiter im Schwarzholz, und auf dessen südwestlichen Abhängen gegen Ronsperg.

Das Hauptgestein ist ein titanitführender Smaragditgabbro, zwischen dem sich frischer Olivingabbro und Knauern eines Peridotits finden, und am Gipfel des Steinhügels Norit. Obzwar der Olivingabbro sich mehr randlich, der Norit an der Grenze gegen Granit,

Digitized by Google

der Peridotit zerstreut vorfindet, erlaubt doch das Vorkommen von nur losen Blöcken keinen auch nur halbwegs giltigen Schluss auf die Lagerung.

3. Das Vorkommen von Meden-Sirb.

Was endlich das Vorkommen von Meden anbelangt, so erscheint der Olivingabbro hier in grossen, abgerundeten Blöcken von blaugrauer Farbe und mittelgrossem Korne. Solche findet man am nördlichen Eingange zur Ortschaft, um den Dorfteich, sowie bei der südöstlich gelegenen Ziegelhütte. Auch an der Nordseite von Sirb liegen solche Gabbroblöcke angehäuft. In der ganzen Gegend fand ich aber keinen Diallaggabbro.

B. Petrographischer Theil.

I. Olivingabbro.

Der Olivingabbro von der Wohnischner Mühle.

Als typisches Beispiel führe ich zunächst dieses Gestein an. Das untersuchte Material stammt von einem grossen, abgerundeten Blocke am Fusse des stark zersetzten, anstehenden Smaragditgabbros. Vorherrschend ist ein trikliner Feldspath, meist in längeren gestreckten Formen, weiter Diallag mit einem Hornblendesaum und Olivin, welcher in mitunter fast idealer Weise von Umwandlungsproducten umgeben ist.

Beim Plagioklas sind die Albitlamellen oft sehr schmal, auskeilend. An einzelnen Individuen wurde auch das Karlsbader und Periklingesetz nachgewiesen. Der Abstand der optischen Axen B in Albitzwillingen ergab 20°, also $\varphi = 10°$, was nach den Untersuchungen von Becke[1]) einem basischen Bytownit $Ab_{20}An_{80}$ entspricht. Die grösste gemessene Auslöschungsschiefe an symmetrisch auslöschenden Zwillingslamellen betrug 39°, was ebenfalls auf einen Bytownit hinweist. An Einschlüssen sind feine, nadelförmige Mikrolithe von dunkler Farbe, reihenweise angeordnet, zu erwähnen, die zahllos den Krystall durchschwärmen, deren Natur sich aber

[1]) Bestimmung kalkreicher Plagioklase durch die Interferenzbilder von Zwillingen. Diese Mittheilungen, Bd. XIV.

Digitized by Google

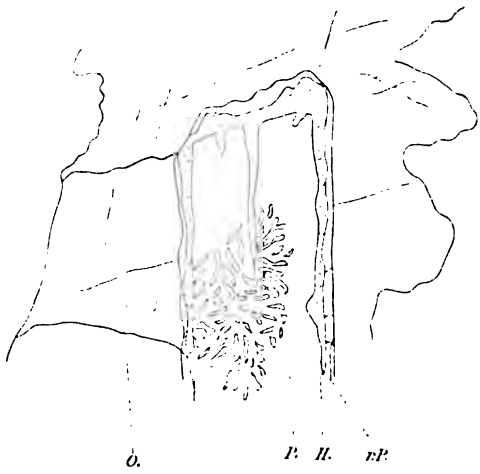
nicht näher feststellen liess. Der Olivin ist frisch, von geradlinig gestellten Magnetittheilchen durchzogen, die mitunter auch verzweigte, federartige oder farrenkrautähnliche Figuren bilden. Der Diallag, reichlich in ziemlich grossen, oft geradlinig begrenzten und dann der Länge nach gestreckten Formen vorhanden, ist farblos oder gelblichgrün oder zartröthlich. Gewisse Schnitte zeigen die Eigenschaft, dass bei gekreuzten Nicols schmale, farbige Bänder erscheinen, die parallel verlaufend einander in allen Windungen folgen. Beim Drehen des Objecttisches wechseln die Farben, doch löscht ein solcher Schnitt nie vollständig aus. Näheres über diese beim Diallag unserer Gabbrogesteine verbreitete Erscheinung siehe später. Der Diallag ist ausserdem randlich von einer braunen Hornblende umwachsen, von der auch kleinere Partien durch das ganze Innere zerstreut liegen. Der Saum und die Flecken löschen alle gleichzeitig aus und sind mit dem Diallag parallel orientirt. Zirkel[1]) nennt die regelmässige Verwachsung zweier gleichzeitig gebildeter Gemengtheile, ohne dass aber zwischen beiden eine Gesetzmässigkeit in Bezug auf die krystallographische Orientirung stattfindet: Implicationsstructur. Um eine eben solche gegenseitige Wachsthumsabhängigkeit zweier Minerale handelt es sich auch in unserem Falle, nur dass ausserdem beide noch parallel orientirt sind. Ich möchte daher den Begriff der Implicationsstructur erweitern, und als solche eine jede regelmässige Um- und Verwachsung zweier gleichzeitig gebildeter Individuen verschiedener Minerale verstehen, wo alle Theile desselben Krystalles gleichmässig auslöschen. Nun können die beiden Individuen parallel orientirt sein — wie in vorliegendem Falle —, dann sprechen wir von einer parallelen Implicationsstructur, oder die beiden Individuen sind beliebig anders gegen einander orientirt, dann ist es eine nicht parallele Implicationsstructur (Implicationsstructur im Sinne Zirkel's). — Als Hypersthen wurde ein rhombischer Pyroxen (c = fleischroth, a = bläulichgrün) bestimmt, der aber nicht viel vertreten ist. Die Hornblende ist zweierlei Natur. Erwähnt haben wir bereits die mit dem Diallag verwachsene braune Hornblende. Ihre Abgrenzung jenem gegenüber ist bald mehr, bald minder stark eingebuchtet, oft ragt sie auf Spaltrissen in ihn hinein.

[1]) F. Zirkel, Lehrbuch der Petrographie. 2. Aufl., Bd. I, pag. 469.

Digitized by Google

Diese Verhältnisse stellt sehr deutlich Tafel II, Fig. 5 dar. In der Nähe dieser Säume hat der Plagioklas eine etwas andere Orientirung als im Kerne, was auf eine Aenderung der chemischen Constitution hinweist. Es kommt aber noch eine grüne Hornblende vor, die als secundäres Mineral viel jüngeren Ursprungs ist. Sie zeigt in ihrer feinen Faserung c = hellgrün, a = blassgelb. In sie eingestreut findet man stark licht- und einfachbrechende Körnchen, die mit den von Prof. Becke gefundenen Spinellen[1]) zu identificiren sind. Auch die grüne Hornblende dringt in den Feldspath ein. So ist nachstehend ein Plagioklas abgebildet, der von Olivin umschlossen

Fig. 3.



wird. Er ist von einer granulirten Hornblendehülle umgeben, die auf einem Spalt in die Mitte des Krystalls vordringt. Der Kern des Feldspates ist von ovalen oder wurmförmigen Hornblendefasern durchsetzt, welche Verwachsung für die secundäre Entstehung der grünen Hornblende spricht. Zwischen Olivin und Hornblende liegt eine sehr schmale Zone rhombischen Pyroxens, eine Erscheinung, welche in den Olivingabbros des Gebietes sehr häufig ist, und welche gewöhnlich so gedeutet wird, dass der rhombische Pyroxen sich nach dem Olivin und vor dem Feldspath aus dem Magma ausscheidet.

[1]) F. Becke, Hornblende und Anthophyllit nach Olivin. Diese Zeitschrift, Bd. IV, pag. 450.

Digitized by Google

An der vorliegenden Stelle umwächst aber der Olivin den Plagioklas, der mit ziemlich gut erhaltener Form in den Olivin hereinragt. Hieraus muss man schliessen, dass die Ausscheidung des Olivins noch fortdauerte, als bereits Plagioklas zu krystallisiren begonnen hatte; und an der abgebildeten Stelle muss man den Olivin für jünger als Plagioklas erklären.

Wenn nun dennoch auch hier der Olivin durch einen Saum von rhombischem Pyroxen gegen den Feldspath abgegrenzt wird, erscheint es wahrscheinlicher, dass diese Pyroxensäume überhaupt nicht als Ausscheidungen aus dem Magma, sondern als secundäre Zwischenbildungen aufzufassen wären.

Endlich konnte in zwei Fällen auch Anthophyllit nachgewiesen werden.

Diese Gemengtheile ordnen sich in immer wiederkehrender Reihenfolge um die Olivinkerne. Um diese breitet sich zunächst ein Gürtel von röthlichem Hypersthen aus. Dieser Ring besteht aus mehreren, verschieden orientirten Individuen und schliesst nicht immer vollständig den Kern ein, bildet also keine lückenlose Kruste. Darauf folgt der Saum eines weissen, gerade auslöschenden Minerals, das wohl als Anthophyllit zu beanspruchen, aber selten vorhanden ist. Es schliesst sich nun an: gelbbraune compacte Hornblende, hierauf faserige Hornblende, die aus zwei Schichten besteht: aus einem fast farblosen, viel stärker doppelbrechenden und einem grünen Theile, endlich compacte grüne Hornblende mit zahlreichen Spinellkörnern, welche äusserste Zone mit ihren Implicationsbüscheln, feinen, pseudopodienartigen Fortsätzen in den Feldspath eingreift. Die Reihenfolge ist demnach in ihrer Beständigkeit folgende:

1. Olivin,
2. Hypersthen,
3. Anthophyllit,
4. braune Hornblende,
5. farblose Hornblende.
6. grüne faserige Hornblende,
7. grüne, compacte Hornblende mit Spinellen und Implicationsbüscheln,
8. Feldspath.

Von diesen Mineralen darf man wohl 5, 6, 7 zweifellos als secundäre Bildungen auffassen, die sich von der ursprünglichen

Digitized by Google

Grenze zwischen Feldspath und den Magnesia-Silicaten aus auf Kosten der beiderseitig angrenzenden Gemengtheile entwickelt haben.

Dass aber auch die braune Hornblende wenigstens zum Theil secundären Ursprungs ist, wurde schon oben angegeben. Die Rinde von Hypersthen endlich, welche den Olivin unmittelbar umgibt, wird wohl in den meisten Fällen als eine directe, auf den Olivin folgende Ausscheidung aus dem Magma angesehen. Aber die vorhin angeführten und in Fig. 3 abgebildeten Verhältnisse machen eine indirecte Entstehungsweise auch für den Hypersthensaum nicht unwahrscheinlich.

Die abgebildete Stelle beweist zunächst, dass die Ausscheidung von Olivin zeitlich hineinreichte in die Periode der Plagioklasbildung. Plagioklas mit ziemlich gut erhaltener Form wird umschlossen von jüngerem Olivin. Aber auch hier tritt zwischen Olivin und Plagioklas der Saum von Hypersthen auf; ein Umstand, der bei Annahme der directen Ausscheidung aus dem Magma schwer verständlich, bei Annahme einer indirecten Bildung auf Kosten von Plagioklas und Olivin dagegen leichter zu begreifen ist.

Sonach wäre der ganze zwischen Olivin und Feldspath gelegene Mineralcomplex als secundär aufzufassen, entstanden durch die gegenseitige Einwirkung des Olivins und des Feldspates. Es scheint, dass der äussere Saum der farblosen Hornblende die ursprüngliche Grenze zwischen dem Plagioklas und dem rhombischen Pyroxen oder Olivin gebildet habe, so dass einerseits die braune und die farblose Hornblende auf Kosten von rhombischem Pyroxen oder Olivin, die grüne faserige und grüne spinellhältige auf Kosten des Feldspathes entstanden sind. Olivin und Plagioklas zeigen keine mechanischen Druckspuren, so dass die Umwandlungserscheinungen hier nicht von Dynamometamorphose begleitet werden.

Dieses wäre die Beschreibung gleichsam eines Typus, an den sich die mehr minder abweichenden Ausbildungsformen der übrigen Olivingabbros anreihen lassen. Denn sowohl die Grösse wie die Häufigkeit der einzelnen Bestandtheile, wie deren gegenseitige Beziehung vermag dieses Bild fast bei jedem weiteren Vorkommen zu variiren.

Der Plagioklas.

In den Olivingabbros verschiedener Fundorte fand sich der Plagioklas in derselben beschriebenen Ausbildungsweise und nahe

Digitized by Google

der vorher bestimmten chemischen Zusammensetzung. So wurde im Gabbro vom Futschaberg der Abstand der optischen Axen B im Albitzwilling durch Messung mittelst Klein'scher Lupe mit $38^1/_2{}^0$ bestimmt; hieraus folgt nach Becke (l. c. pag. 16) ein Bytownit $Ab_{34}An_{66}$. Auf Spaltstücken //001 liegt die Axe nicht mehr im Gesichtsfelde, was ebenfalls auf einen derartigen Feldspath hinweist. Auch der Gabbro von Alt-Parisau, sowie jener vom Ankawaberg führten einen basischen Bytownit. Der Feldspath tritt in mehr minder gestreckten Individuen auf, die gegen ihresgleichen ziemlich geradlinig begrenzt sind, gegen die Hornblende und den Hypersthen aber sind die Contouren wellig, oft wie eingeschnitten oder ausgebissen. An diesen Grenzen zeigt der Plagioklas auch eine grössere Lichtbrechung, sowie er hier unter einem grösseren Winkel auslöscht. Besonders deutlich tritt dieses um die in dem Bytownit in zahlreichen Gruppen auftretenden Pyroxene auf, die mannigfaltig wurmförmig gestaltet beim Zuziehen der untern Irisblende und Heben des Tubus sich mit einem starken Lichtrand umgeben. Auch finden sich in grösseren Individuen Partien, die eine etwas verschiedene Lichtbrechung zeigen. Alle diese Erscheinungen deuten auf eine Verschiedenheit der Feldspathsubstanz, und besonders was die Grenzpartien gegen die Hornblende anbelangt, ist sie auf eine Einwirkung bei der Bildung dieses secundären Minerals zurückzuführen.

Von den Einschlüssen sind die bald nur staubförmigen, bald schmal stäbchenförmigen Körperchen zu erwähnen, welche das Licht stärker als der Wirth brechen. Sie erscheinen meist im Kern dichter, spärlicher gegen die Hornblende zu, während die Stellen um die Pyroxenstängel von ihnen am reinsten sind. Vielleicht sind es ebenfalls Hornblende- oder Pyroxenmikrolithen.

In schönen grossen, geradlinig begrenzten Zwillingen tritt der Plagioklas im Olivingabbro von Meden auf. Ist er vom Diallag eingeschlossen, so umgibt ihn eine schmale, gekörnte Zone, die schwach dichroitisch (grünlichgelb bis blass) und wohl als Hornblende zu beanspruchen ist. Auch im Diallag folgt auf die Körnerzone eine schmale, etwas lichter gefärbte Partie. Die gewöhnlich geradlinig angeordneten, opaken Stäbchen, die im Kerne besonders reichlich auftreten, wo ein feiner Staub zwischen sie gestreut ist, sowie oft sehr deutliche Zonalstructur sind auch hier zu finden.

Digitized by Google

Der Olivin

ist der Bestandtheil, der in Grösse und Ausbildungsweise am wenigsten schwankt.

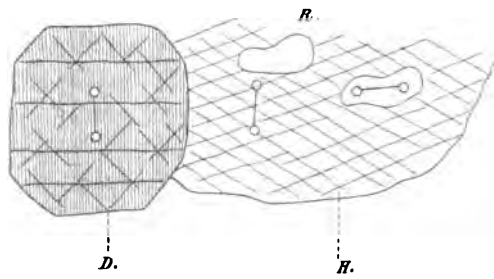
Der Diallag

als Hauptgemengtheil findet sich überall, und zwar in der Regel mit einem Saume von brauner Hornblende umgeben, mit den charakteristischen, bronzefarbigen, rhomboidalen Einschlüssen — die aber auch (Alt-Parisau) fehlen können, auch ist er mitunter von feinen Erzpartikelchen durchschwärmt.

Absonderung des Diallages nach 010 unter gleichzeitiger //-Verwachsung mit einem rhombischen Pyroxen.

Unter den vielen Schnitten dieses Minerals fielen mir in dem Olivingabbro vom Futschaberg zunächst einige durch ihre eigen-

Fig. 4.



thümliche Gitterstructur auf. Einen solchen zeigt uns Tafel II, Fig. 1 In demselben treten grobe Querrisse, und senkrecht zu diesen eine sehr feine Lamellirung auf, während beide noch durch zwei schiefwinkelig sich durchschneidende Risssysteme getroffen werden, die weniger gut ausgebildet und regelmässig waren. Seine Farbe ist gelblichbraun, der Dichroismus ein schwacher (hellgelb bis hellrothbraun), die Axenebene liegt // der feinen Faserung, doch ist das Axenbild immer gestört. Solche Schnitte fanden sich auch in paralleler Verwachsung mit Hornblende und kleineren Partien von rhombischem Pyroxen, der letzterer eingewachsen war, wie uns vorstehende schematische Zeichnung weist. Die Hornblende, deren Axenebene // der des fraglichen Diallagschnittes lag, war ein Querschnitt. Die Axenebene des rhombischen Pyroxens stand senkrecht zur vorigen. Der Diallag ist also in gewöhnlicher Weise mit Hornblende und

Digitized by Google

Pyroxen verwachsen und der Schnitt stellt einen Querschnitt dar, welcher die deutliche Absonderung nach 100, sowie die schief verlaufenden Spaltrisse nach 110 zeigt, während die feine Lamellirung nach 010 gerichtet sein muss. Bei sehr feinen Schliffen und starker Vergrösserung liessen sich in der Dunkelstellung sehr zarte parallel 010 eingelagerte Lamellen wahrnehmen, die in der Orientirung etwas von der Hauptmasse abwichen und die bei // Nic. nicht hervortraten. Schnitte nach 100 zeigten einheitliche, gerade Auslöschung und Axenaustritt und liessen gleichfalls ungemein feine, parallel der Verticalaxe eingelagerte Lamellen erkennen, die sich in der Orientirung und Lichtbrechung nicht merklich von der Hauptmasse unterschieden.

Eine dritte Schnittrichtung ergaben endlich die mit den farbenprächtigen Bändern durchsetzten Diallage, wie wir sie schon aus dem Olivingabbro von der Wohnischner Mühle (diese Abh., pag. 111) erwähnt haben, und wie uns einen solchen in Tafel II Fig. 2 zeigt. Diese Bänder haben keine constante Lage in den Schnitten und sind von feinen Strichen durchquert. Ihr Aussehen ist ein so auffallendes (die Art dieser Zeichnung kehrt in den Olivingabbros immer wieder) und erinnert so sehr an ein Moiréband, dass ich diese Art der Zeichnung direct Moirézeichnung benenne. Solche Durchschnitte werden in gar keiner Stellung völlig dunkel. Zur Erklärung dieser auffallenden Erscheinung kann man annehmen, dass dem Diallag ungemein dünne Lamellen eines rhombischen Pyroxens parallel (010) eingelagert seien. Wären vorliegende Schnitte ganz genau // 010 getroffen, so könnten die //010 eingelagerten Lamellen des rhombischen Pyroxens nicht zur Geltung kommen. Treffe ich den Diallag aber in einer Richtung, die, wenn auch nur wenig, gegen (010) geneigt ist, so werden die Lamellen schief durchschnitten und ihre von der Hauptmasse des Diallag abweichende optische Orientirung zur Geltung bringen und jene farbigen Moirébänder erzeugen. Mit dieser Erklärung stimmt auch die wechselnde Lage der Bänder überein. Denn eine nur sehr geringe Aenderung der Lage der Schnittebene wird zugleich eine Aenderung der Anordnung der Moirézeichnung herbeiführen.

Im Olivingabbro von Alt-Parisau entbehrte der Diallag seine sonst so charakteristischen, bronzefarbigen Einschlüsse, zeigte aber eine Menge staubförmiger Mikrolithe, ferner sehr häufig die Moirébänder. Eine eigene Formausbildung fehlt ihm und er drängt sich

Digitized by Google

zwischen die übrigen Minerale überall hinein. So umschliesst oft ein Individuum den säulenförmigen rhombischen Pyroxen, die langgestreckten Feldspathe und den knollenförmigen Olivin. Solche Stücke sehen dann wie zerfetzt aus, löschen aber dennoch in ihrer ganzen Ausdehnung gleichmässig aus. Das Gestein zeigt also typisch die „poikilitische Structur".

Der rhombische Pyroxen,

ein Hypersthen, umgibt gewöhnlich als das erste Mineral den Olivin. Sein Pleochroismus wurde mit c = grün, a = röthlich, b = fast farblos bestimmt. Bemerkenswert ist seine Ausbildung in selbstständiger Gestalt im Gestein von Alt-Parisau.

Bei Dunkelstellung der durch Axenaustritt gekennzeichneten Schnitte annähernd // (010) erscheinen ganz feine, ihrer Längsaxe interponirte Lamellen hell, die schief auslöschen und wohl einem monoklinen Pyroxen angehören. Andere Schnitte, die mehr tafelartig ausgebreitet sind, lebhafte Interferenzfarben und gerade Auslöschung zeigen, enthalten die dem Diallag so charakteristischen, bronzefarbigen, dort rhomboidalen, hier mehr rechteckigen Einschlüsse in grosser Menge und lassen im convergenten Lichte in die Gegend der optischen Normalen sehen. Die in der vorigen Schnittlage so deutlich hervortretenden Interpositionen des monoklinen Pyroxens. machen sich hier, wie zu erwarten, nicht bemerkbar, da sie parallel zur Schliffebene stehen.

In den erstgenannten Schnitten //010 sieht man ausser den feinen Lamellen des monoklinen Pyroxens unzählige geradlinig und parallel angeordnete, kurze, schwarze Striche, die wohl nur die Querschnitte der bronzefarbigen Einschlüsse repräsentiren. Der Pleochroismus ist ein ausgesprochener, und zwar a = röthlich, b = gelblichgrün, c = bläulichgrün, wobei zwischen letzteren Farbentönen kein grosser Unterschied existirt.

Der Axenwinkel, mittelst Klein'scher Lupe gemessen, ergab $2V = -73°$. Im III. Jahrgang dieser Zeitschrift, 1881, pag. 60—70 beschreibt Prof. Becke einen Hypersthen von Bodenmais, dessen scheinbarer Axenwinkel für rothes Licht bei einem Brechungsexponenten für Glas = 1·51 mit 83° 40′ gemessen wurde. Diesem scheinbaren Axenwinkel entspricht ein wahrer von circa 72°, also mit dem bei unserem Pyroxen beobachteten ziemlich identisch. Für den

Digitized by Google

Hypersthen von Bodenmais ergab die chemische Analyse mit Vernachlässigung der geringen anderweitigen Verbindungen auf 26 $MgSiO_3$ 14 $FeSiO_3$, welche Zusammensetzung dann auch für unseren rhombischen Pyroxen zu beanspruchen wäre. M. Lévy und Lacroix[1]) geben für normalen Hypersthen $2V = -50°$, für Bronzit $2V = \pm 90°$ an. Wir hätten es nach diesen Angaben mit einem rhombischen Pyroxen zu thun, der in der Mitte zwischen den genannten Mineralen stünde.

Hornblende und Spinell

kommen überall in der bereits beschriebenen Ausbildungsweise vor, und zwar die braune Hornblende als nie fehlender Saum um den Diallag, von meist dunklerem Farbenton und oft intensivem Pleochroismus, die grüne Hornblende und der Spinell in den Implicationsbüscheln.

Umrindung von Olivin.

Was die Bildung der Rinde secundärer Minerale um den Olivin anbelangt, so ist sie in wechselnder Vollkommenheit in jedem Olivingabbro aufzufinden. Etwas modificirt war dieser Ring im Olivingabbro von Meden. Mitunter folgt direct auf den Olivin die braune Hornblende und auf diese die, wie es scheint, sie später verdrängende grüne Hornblende, zunächst rein, hierauf die Spinellkörnerzone. Während sonst aber die Implicationsbüschel sich schön grün und mit Spinellkörnern erfüllt vorstrecken, gehen hier von der Körnerzone fast farblose, lange, durch und um einander gewundene Fortsätze aus, die ungemein dünn und fein sind. Nur an sehr wenigen Stellen gelang es, an diesen Implicationsbüscheln im durchfallenden Lichte einen lichtgrünlichen Ton nachzuweisen, auch gaben diese bei gekreuzten N. die hellgelben Interferenzfarben dünner Hornblendeschichten, sowie deren schiefe Auslöschung; ich stehe daher nicht an, diese wurmförmigen Fortsätze ebenfalls für Hornblende zu halten. Es kann also — wie hier — der rhombische Pyroxen ganz entfallen. Der Feldspath, der mit diesen Hornblendebüscheln verwachsen ist, ist nicht gleicher Natur wie der primäre Bytownit des Gesteins; er ist schwächer lichtbrechend als dieser. Die Messung des Axenwinkels um a ergab: $2V a = 100°$. Weitere Bestimmungen

[1]) M. Lévy et A. Lacroix, Tableaux des Minéraux des roches. Paris 1889.

Digitized by Google

konnten an diesem Feldspath nicht vorgenommen werden; es sei nur noch bemerkt, dass auch Zwillingslamellen sichtbar wurden.

Anderweitige Umwandlungsproducte.

Auch Biotit fand sich unmittelbar am Olivin als secundäres Mineral ausgeschieden, wobei Erz ausgeschieden werden kann, der jedoch nicht mit dem auch primär auftretenden, grössere compacte Blätter bildenden Biotit zu verwechseln ist. Dieser umschliesst oft ein ansehnliches Erzkorn und kann wieder von brauner und grüner Hornblende mit dem Saume von strauchförmigen Fortsätzen umgeben sein.

Ferner sei noch das Auftreten zweier Minerale als secundäre Umbildungen des Olivins gedacht.

Im Gabbro vom Ankawaberg hat sich auf den Sprüngen des Olivins ein intensiv gelbes Mineral gebildet, dessen Faserung // zur Längsrichtung des Olivins steht. Diese faserigen Aggregate löschen nie vollständig aus, und treten mitunter zu breiteren Platten zusammen, die Olivinkörner umschliessen können. Kreuzt man die Nic., so ändert sich die Farbe nicht.

Mit diesem vergesellschaftet tritt noch ein anderes Mineral auf. Im durchfallenden Lichte ist es lichtgrünlichgelb, sehr feinfaserig, von schwächerer Lichtbrechung als der angrenzende Olivin, mit dem es gleichzeitig auslöscht und dieselben Interferenzfarben aufweist. Mitunter ist es nicht homogen, sondern mit einem feinschuppigen Mineral (vielleicht Talk) umrandet oder gemengt. Als Beweis dafür, dass diese zwei Minerale, deren Natur mir übrigens unbekannt ist, Umwandlungsproducte von Olivin sind, durchzieht das opake Erz, das wir so oft geradlinig im Olivin angeordnet finden, in einem Strich alle drei Minerale ohne irgendwo abzusetzen.

Die Rinden um den Olivin sind also offenbar verschiedener Natur, durch Zusammenwachsen von secundären Mineralen zweier Vorgänge entstanden:

1. Frühzeitig bereits müssen der rhombische Pyroxen und ein Theil der braunen Hornblende entstanden sein.

2. Einer viel jüngeren Zeit gehört die Bildung besonders der grünen Hornblende, der Implicationsbüschel, der Spinelle mit grüner Hornblende an.

Digitized by Google

Mit Wahrscheinlichkeit stellt bei der aus zwei Lagen bestehenden jüngeren Hornblende die Grenze der hellen und gefärbten Lage die einstige Grenze zwischen dem Feldspath und dem *Mg*-Silicat vor.

Von diesen Umwandlungen zu trennen sind die anderen Erscheinungen: wie die zwei zuletzt beschriebenen Minerale, sowie auch die Biotitbildung aus Olivin wahrscheinlich zu dieser späten Gruppe gehört.

Olivingabbro von Hoslau Côte 511.

Dieses Gestein zeigte eine Reihe von Eigenthümlichkeiten, besonders in seiner Structur. So nimmt hier der Feldspath statt der mehr minder langgestreckten Form die von ovalen oder runden Körnern an. Die viel seltener auftretenden, schmalen Zwillingslamellen erwiesen sich für das Verfahren im convergenten Licht als unbrauchbar, auch die symmetrisch auslöschenden Zwillingslamellen ergaben keine verlässlichen Resultate, und musste daher zur directen Bestimmung des specifischen Gewichtes übergangen werden. Zu diesem Zwecke wurde das Gestein gepulvert, durch Methylenjodid derart gefällt, dass der Plagioklas noch schwamm, während die übrigen Bestandtheile fielen. Die Flüssigkeit wurde nun so weit verdünnt, dass Anorthit (spec. Gew. = 2 737) sank, während der Bytownit (B. von Närödal, spec. Gew. = 2 716) noch schwamm. Bei einer solchen Dichte des Mediums bewegte sich das Feldspathpulver langsam zu Boden — es steht also zwischen den genannten Gliedern der Feldspathreihe, mit einer grösseren Annäherung an Anorthit. — Besonders auffallend ist bei diesem Gestein, dass die Plagioklaskörner sowohl im Olivin als im monoklinen Pyroxen — welche beide Minerale hier grössere Individuen bilden — sich eingeschlossen finden, und zwar nicht etwa einzeln, sondern zahlreich eingestreut, so dass ein solcher Dünnschliff siebartig durchbrochen erscheint, wie auch Tafel II, Fig. 4 sehr deutlich zeigt. Hervorzuheben ist weiter das Verhalten der Hornblende. Von dieser sieht man Individuen, die ausser dem Diallag auch den Olivin randlich umgeben, dabei mit den verschiedensten Zipfeln in den Feldspath vorspringen und einheitlich auslöschen. Diese braune Hornblende ist also hier als primär zu bezeichnen, und ist zuletzt aus dem Magma auskrystallisirt. Hier fand ich auch Spinell in verhältnismässig grösseren Körnern vor. Diese

Digitized by Google

sind stark licht- und einfachbrechend, meist im Feldspath, seltener in der Hornblende eingeschlossen.

Als sehr zarte Umrandung kommt auch hier allenthalben zwischen den Magnesiasilicaten und dem Plagioklas ein Saum lichter Hornblende vor.

2. Smaragditgabbro.

Dieses Gestein ist meist übermittel- bis grobkörnig und besonders in den anstehenden Partien am Futschaberg sehr wechselnd. Hier wächst der fast ganz zu Smaragdit umgewandelte Diallag bis über Faustgrösse an und bildet förmliche bis mehrere Decimeter breite Lager. Dicht neben oder zwischen solchen grossen Mineralindividuen drängt sich eine feinkörnige Masse, so dass man Adern oder Gänge zu sehen meint. Das Mikroskop zeigt jedoch, dass solches nicht der Fall ist, sondern blos feinkörnige Ausbildungsweisen desselben Magmas.

Der Feldspath, im frischen Gesteine von Hoslau noch bestimmbar, ist ein Bytownit, während der im Gestein vom Futschaberg fast ganz getrübt und zerstört ist. Der zweite Hauptgemengtheil ist der Smaragdit, eine schmutziggrüne Hornblende mit sehr vielen Einschlüssen, die oft noch Reste von Diallag enthält. Titanit, dem Gesteine von Hoslau eigen, scheint jenem des Futschaberges zu fehlen. Von andern Mineralen, die secundären Ursprunges sind, wären noch zu nennen: Zoisit und Klinochlor.

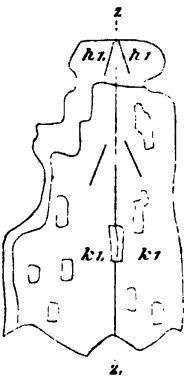
Der trikline Feldspath.

An den Plagioklasen wurden zahlreiche Messungen durchgeführt. So wurde er an einem Leseblock aus dem Gemeindewald von Klein-Semlowitz als ein Bytownit bestimmt. Die Individuen sind hier gross. Die Zwillingslamellen nehmen bizarre Formen an: kolbig verdickt, fein ausgezogen, gespalten u. s. w. Die Bestimmungen am Feldspath des Hoslauer Gabbro ergaben Bytownit mit einem Anorthitgehalte um 70 Proc. Einfache, sowie Doppelzwillinge sind häufig. Oft ist er nicht homogen, mit unregelmässigen Flecken oder im besseren Falle randliche Partien mit anderer Auslöschungsschiefe zeigend. Diese Partien haben dann eine kleinere Auslöschungsschiefe und sind reiner, homogener, während der Kern durch zahlreiche feine Einschlüsse getrübt erscheint.

Digitized by Google

Ein solcher Krystall, an dem die folgenden Messungen durchgeführt wurden, ist nebenstehend abgebildet, $z z_1$ gibt dabei die Zwillingsgrenze an, k_1 k_2 die beiden Individuen des Kernes, h_1 h_2 die der Hülle, $f_1 f_2$ sind fast rechteckig begrenzte Flecken eines noch saureren eingeschlossenen Feldspathes. Die Auslöschungsschiefen betrugen nach a

Fig. 5.



	von	k	h	f
für Individuum	1	: 26°	13°	9°
„ „	1_1	: 24°	10°	7°

k_1, k_2, h_1 und h_2 liessen eine Axe austreten. Die Entfernungen der Axenpunkte, durch drei Schnittlagen der Axenbalken bestimmt, ergaben für $k = 3$ Millimeter, für $h = 14{\cdot}75$ Millimeter, die nach den Reductionstabellen [1]) den Winkeln von 10° und 50° entsprechen. Aus diesen Beobachtungen geht hervor, dass der Feldspath beiläufig $\perp$ zur c-Axe vom Schliff und nicht genau $\perp$ auf die Zwillingsebene getroffen wurde, und dass der Schnitt jener Stellung entspricht, die Prof. Becke in dieser Zeitschr., Bd. XIV, pag. 435 in Fig. 9 angibt nämlich, $\begin{matrix} 1_1 & 1 \\ 2 & 2_1 \end{matrix}$

Sie ist in der folgenden Abbildung im doppelten Masstab der Beobachtung construirt, bezogen auf einen Kreis von 9·5 Millimeter Radius als Gesichtsfeld und $z z_1$ als Zwillingsebene. Daher ergibt sich $\varphi_k = 5°$, $\varphi_h = 25°$. Aus dem linearen Abstand der durch $h : h_1$ und $k : k_1$ gelegten Linien ergibt sich ferner die Differenz der λ für $h : k$ zu 12°, während aus der Curve für λ aus den oben ermittelten φ sich 13° ableiten würde: eine gute Uebereinstimmung. Den gefundenen Grössen der φ als Ordinaten entsprechen die zugehörigen Grössen der Molecularprocente an An-Gehalt im Kerne von 86 Proc., in der Hülle von 60 Proc., also Plagioklase von der Zusammensetzung $Ab_{14}An_{86}$ und $Ab_{40}An_{60}$, ersterer der basischeste Bytownit, der in diesen Gesteinen gemessen wurde. Die rechteckigen Einschlüsse f_1 und f_2 konnten einer solchen Bestimmung nicht mehr unterzogen werden, da der

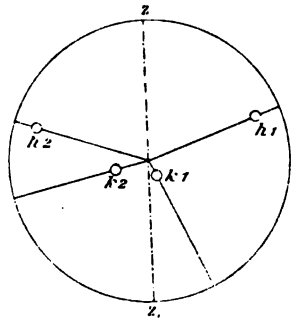
[1]) F. Becke, Bestimmung kalkreicher Plagioklase durch die Interferenzbilder von Zwillingen. Diese Zeitschrift, Bd. XIV, pag. 415 u. f.

Digitized by Google

Austritt der Axen bereits ausserhalb des Gesichtsfeldes vor sich ging. Aus den Auslöschungsschiefen ist aber zu entnehmen, dass diese Feldspathmischung merklich albitreicher sein muss als die Hülle. Die ganze Erscheinung erinnert einigermassen an die inhomogenen Feldspathkerne, welche Prof. Becke im Tonalit der Rieserferner beobachtet hat.

Einige andere Messungen, die ich an Plagioklasen von verschiedenen Gabbroblöcken durchgeführt, mögen hier angeschlossen

Fig. 6.



werden. So ergab ein Bytownit, dessen Axenstellungen loc. cit. Fig. 9 1_1 und 2 entsprachen $\lambda = 7^1/_2{}^0$, hieraus würde folgen $Ab_{33}\ An_{67}$; der grösste hiebei an symmetrisch auslöschenden Zwillingslamellen beobachtete Wert betrug 37°. Ein anderer Schliff zeigte einen Plagioklas von 36° symmetrischer Auslöschungsschiefe und ein $\varphi = 28^1/_2{}^0$, woraus ein Feldspath $Ab_{28}\ An_{72}$ folgen würde. Noch ein anderer Smaragditgabbro, der sehr viel makroskopisch stark hervortretenden Titanit enthielt, ergab $\varphi = 7^1/_2{}^0$, dem eine procentuale Zusammensetzung von $Ab_{18}\ An_{82}$ zukommt. Ich habe bei diesen Messungen absichtlich die grössten beobachteten Schiefen an symmetrisch auslöschenden Zwillingslamellen angegeben, um zu zeigen, dass man die Maxima der Auslöschungsschiefen nur mit Vorsicht zur Bestimmung der Plagioklase verwenden kann.

Der Diallag.

Der Diallag, der diesem Gestein ursprünglich eigen war, ist meist bis auf geringe Reste in grüne Hornblende umgewandelt. Die grössten Individuen finden sich an der äusseren Grenze des Gabbros

Digitized by Google

hinter der Wohnischner Mühle und besonders am Futschaberg. Als „grosse Diallage" — sie erreichen über Faustgrösse — bezeichnet sie v. Hochstetter. Solche Stücke gehören aber nicht einem Individuum an, sondern sind oft mehrere Krystalle an- und durcheinander gewachsen, die eine sehr vollkommene Spaltbarkeit zeigen. Schon das blosse Auge unterscheidet in der grünen Farbe bronzefärbige Flecke. Ein Spaltstück nach 010 liess sich leicht so herstellen, dass sowohl die grün, wie die andersgefärbten Partien in einem Dünnschliff neben einander enthalten waren, und ergab sich für die ersteren eine Auslöschungsschiefe von 17°—21°, für die letzteren eine solche von 40°—43°, ein Zeichen, dass man es hier mit Hornblende und Diallag zu thun hat. Diese „grossen Diallage" bestehen also schon meistens aus grüner Hornblende mit Resten des ursprünglichen monoklinen Pyroxens. Solche Uebergänge fanden sich in allen Stadien besonders im Gabbro von Hoslau. Oft waren beide Minerale in fast gleich grossen Körnern entwickelt; dann wurden die des Diallages immer kleiner und seltener, die Hornblende vorherrschender, bis man Schnitte fand, wo ersteres Mineral nur noch in einzelnen Partikelchen verstreut war, um endlich ganz zu verschwinden.

Die Hornblende

zeigt das charakteristische Gepräge des Smaragdites, grün, in sehr feinen Schnitten fast farblos, mit meist lebhaften Interferenzfarben. Bei gekreuzten Nicols sieht man die im einfachen Lichte homogen erscheinenden Individuen in ein Aggregat gleichgestellter Körner sich auflösen, dazwischen bald grössere, bald kleinere, anders gerichtete Partien derselben Substanz. Eigenthümlich ist dieser Hornblende die grosse Menge dunkler Einschlüsse. Auch zwei Hornblende-Individuen können verschieden orientirt einander durchwachsen. So fand ich einen Schnitt von lebhaften Interferenzfarben, der mit bei gekreuzten Nicols grau erscheinenden Flecken durchwachsen war, welche den Austritt einer Axe zeigten. Als Axenfarben ergaben sich für c = blaugrün, b = gelblichgrün, a = fast farblos, $c > b > a$.

Apatit und Titanit.

Auch Apatit tritt in mitunter ziemlich grossen Säulen auf. Titanit scheint den Hoslauer Gabbros nie zu fehlen, während er

Digitized by Google

in jenem des Futschaberges nicht vorzufinden ist. Er schliesst mitunter ein Korn von Titaneisen ein und wächst von mikroskopischer Kleinheit bis 2 Millimeter erreichenden Individuen an.

Secundäre Bildungen.

In den trüben Plagioklasen erscheinen ferner noch zwei Umwandlungsproducte: der durch seine tiefblaue Polarisationsfarbe ausgezeichnete Zoisit, sowie ein in vielen langen, schmalen Leisten, welche meist zu Büscheln zusammentreten, vorkommendes Mineral. Es erscheint farblos, wo es in grösseren Mengen auftritt, hellgrünlichgelb, zeigt eine fast gerade Auslöschung, a in der Länge, so dass ich es für Klinochlor halten möchte. Zwischen seinen Nadeln erscheinen gerne kleinere, klare Körner eines secundär gebildeten Feldspathes. Mit den Spitzen der Leisten greift der Klinochlor in den Bytownit ein. Mitunter legen sich auch die Leisten mehr plattenförmig aneinander, doch sind sie dann stärker lichtbrechend als der ähnlich aussehende Zoisit, den ich auch nie so büschelförmig angeordnet sah.

Ein Riss, der eines der Präparate durchsetzte, war von einem Feldspath erfüllt. Derselbe ist klar, in einzelne Körner gesondert, jedenfalls secundär; derselbe ist schwächer lichtbrechend als der Bytownit, ja noch schwächer als der Canadabalsam und gehört danach der saueren Reihe der Plagioklase an.

3. Peridotit.

Als Peridotit muss man die dunklen, grobkörnigen, feldspathfreien Gesteine ansprechen, welche in meist kleineren, abgerundeten Knauern und Blöcken zwischen dem Smaragditgabbro von Hoslau zerstreut sind. Dieselben setzen sich aus Olivin, einem rhombischen Pyroxen und Diallag zusammen, sowie aus braunem Glimmer, der poikilitisch, bis mehrere Quadratcentimeter gross, schon makroskopisch stark auffällt und dem Gestein einen eigenthümlichen Habitus verleiht. Seiner Zusammensetzung nach müssen wir den Peridotit als einen Wehrlit ansprechen. Hervorzuheben wäre nur noch, dass um Olivin sich auch Calcit entwickelt vorfand. Dieses Gestein, das basischeste Glied der Gabbroreihe, ist wohl als basische Ausscheidung in dem Hauptgestein anzusehen.

Digitized by Google

4. Norit.

Bei der Begehung der äussersten Grenze des Gabbrovorkommens bei Hoslau fand ich ein sehr lichtes Gestein, das hier vermischt mit Blöcken des anstehenden Granites auftrat. Dasselbe wurde unter dem Mikroskope als Norit erkannt. Trikliner Feldspath, und zwar ein Bytownit, ein rhombischer Pyroxen, Biotit theils in grösseren Fetzen ausgebreitet, theils in kleineren Schuppen durch das ganze Gestein zerstreut und kleine opake Erzpartikel sind die Minerale, die an der Bildung des Gesteins theilnehmen.

Der Plagioklas

erscheint in meist kleineren, selten mittelgrossen, unregelmässig begrenzten Körnern, die sich zwischen die andern Gemengtheile hineindrängen und alle übrig gebliebenen Zwischenräume auszufüllen scheinen. Zwillingsgesetze sind die gewöhnlich auftretenden, auch zonaler Aufbau war sichtbar. φ ergibt einen Wert von $6^1/_2{}^0$, woraus die Zusammensetzung $Ab_{16}\ An_{84}$ folgt. Ein Schnitt // der Symmetrieebene, der durch den Winkel von 52° der Anwachsstreifen nach P und x erkannt wurde, ergab am Rand eine Auslöschungsschiefe von 26°, im Kerne eine solche von 31·5°, was auf einen Bytownit am Rand von 75 Proc. im Kerne von 80 Proc. Anorthitgehalt weisen würde.

Rhombischer Pyroxen

kommt meist sehr schön geradlinig begrenzt in langsäulenförmigen Formen vor. Diese sind stark der Quere nach gegliedert, an den Ecken abgerundet, zeigen röthliche Färbung und schwachen Pleochroismus. Durch Messungen mittelst Klein'scher Lupe wurde der Axenwinkel $2V = -71°$ bestimmt, also so wie der des schon im Olivingabbro gemessenen rhombischen Pyroxens.

Biotit.

Der Biotit ist theils in grösseren Fetzen vorhanden, theils sinkt er bis zu mikroskopischer Kleinheit herab. Er ist sehr stark pleochroitisch: blassgelb bis dunkelbraun. Automorph erscheint ihm gegenüber der rhombische Pyroxen, der vom Glimmer oft ganz umschlossen wird.

Digitized by Google

Hornblende

licht gefärbt, findet sich secundär als Umwandlungsproduct des Pyroxens. Mitunter sieht man Schnitte, wo Reste dieses sich noch vorfinden, während der übrige Theil in ein oft filziges Gewebe von Hornblende übergegangen ist, ein anderesmal sind ihre Leisten wieder parallel angeordnet.

Erzpartikel

opak, im auffallenden Lichte gelb, stark glänzend, sind durch das Ganze zerstreut sowohl im Feldspath, wie im Pyroxen und Biotit vorzufinden.

5. Diorit.

Dieses Gestein, makroskopisch gelblichgrün, feinkörnig, bildet einen Gang von 6—8 Centimeter Mächtigkeit an der Grenze des Amphibolites hinter der Wohnischner Mühle, gegen diesen scharf abgesetzt. Im Vergleich zu dem zu Gruss zerfallenden Gabbro ist dieses Gestein frisch, leicht parallelepipedisch spaltend. Es setzt sich aus Plagioklas, Quarz und Hornblende zusammen, zu denen als Uebergemengtheile noch Titaneisen, kleine Apatite und fast mikrolithischer Zirkon treten.

Der Plagioklas

ist ein Andesin. Hiefür spricht das Maximum der Auslöschungsschiefe an symmetrisch auslöschenden Zwillingslamellen von 19—20°. Eine Controle konnte hier, da Feldspath und Quarz aneinander grenzen, nach dem von Prof. Becke angegebenen „Verfahren der Bestimmbarkeit der Minerale nach ihrem Brechungscoëfficienten“ [1]) angewendet werden. Denn in //-Stellung erhalten wir:

$$\omega < \alpha_1 \quad \varepsilon < \gamma_1$$

in gekreuzter Stellung

$$\omega < \gamma_1 \quad \varepsilon = \alpha_1$$

was ebenfalls auf einen Feldspath obiger Zusammensetzung hindeutet. Zonale Structur kommt oft in grosser Deutlichkeit vor; doch erscheint der innerste Kern oft unregelmässig geformt. Weiters ist noch das Auftreten von Periklinlamellen bemerkenswert.

[1]) F. Becke, Ueber die Bestimmbarkeit der Gesteinsgemengtheile, besonders der Plagioklase, auf Grund ihres Lichtbrechungsvermögens Sitzungsbericht der k. Akademie der Wissenschaft in Wien. M.-N. Cl., Bd. CII, Abth. I, pag. 358 u. f.

Digitized by Google

Quarz

kommt in Körnern mit abgerundeten Ecken vor, an Quantität und Grösse geringer als der Andesin. Einschlüsse, kleine unerkennbare Mikrolithe, können geradlinig angeordnet sein. Zwei solche Individuen durchwachsen auch einander, und die Theile, die einem Individuum angehören, löschen dann gleichzeitig aus, ein Bild, wie wir es bei gewissen Durchwachsungszwillingen auch erhalten. Manche der grösseren Quarzkörner zerfallen, wie bei gekreuzten Nicols zu sehen ist, in mehrere oft geradlinig abgegrenzte Felder, die sich ähnlich wie polysynthetische Zwillinge an einander legen, eine Erscheinung, die als Folge von Druck bekannt ist. Diese Felder zeigen etwas verschieden hohe Auslöschung, alle aber beiläufig parallel der Feldergrenze. Diese ist immer in der Richtung der c gelegen. In manchen Individuen erscheinen die Theile mehr ineinander geschoben, ohne deutliche Grenzen, wodurch dann eine undulöse Auslöschung zu Stande kommt. Siehe übrigens in dieser Zeitschr., 1894, pag. 274 und 1893, pag. 447.

Hornblende

ist licht gelblichgrün mit geringem Pleochroismus. Kleinere randliche Partien zeigen stärkeren Farbenwechsel und eine intensivere Färbung. Bestimmt wurde

c = bläulichgrün,
b = grasgrün,
a = lichtgelbgrün.

Der erwähnte dunkle Saum löscht unter einem kleineren Winkel aus, jedoch ist der Unterschied nur ein geringer. Der Axenwinkel $2V = 73°$. Zwillinge sind öfters zu sehen. Eigenthümlich ist eine Absonderung, die beiläufig parallel zu a steht, und einer Spaltbarkeit nach 001 ($\bar{1}01$: Aufstellung Rosenbusch) entspricht.

Accessorische Gemengtheile.

Von diesen sind zu nennen ein opakes Erz und schmale, mitunter gebrochene, farblose Leistchen.

Ersteres findet sich meist zwischen den Feldspathindividuen, seltener in diesem oder im Quarz eingeschlossen. Um das Erz zu bestimmen, wurde das Gestein gepulvert, und das im Methylenjodid vom höchsten specifischen Gewichte gefällte Erz in der Boraxperle

Digitized by Google

geprüft, wo es deutlich die Eisen- und Titanreaction gab. Es ist sonach als Titaneisenerz zu bezeichnen.

Was die Leistchen betrifft, sind sie zweierlei Natur, 1. solche, die bei gerader Auslöschung, bei starker Licht- und schwacher Doppelbrechung a in der Längsrichtung zeigen: Apatit, und 2. solche, die bei starker Licht- und Doppelbrechung $c = c$ zeigen: Zirkon. Orthoklas und Glimmer konnten nicht nachgewiesen werden.

6. Pyroxenfels.

Ein Gang, der parallel dem beschriebenen Dioritgang hinter der Wohnischner Mühle streicht, erwies sich als reiner Pyroxenfels. Der Pyroxen ist theils monoklin, theils rhombisch. Ersterer ist körnig schwach dichroitisch, blassröthlich bis farblos, mit feinen Erzmikrolithen wie bestaubt, mitunter mit den bekannten bronzefarbigen Einschlüssen.

Ausser diesem kommt noch ein rhombischer Pyroxen vor, an welchem in mehreren Fällen ein Axenwinkel $2V = -70^0$ gemessen wurde: ein rhombischer Pyroxen also, der sich dem im Olivingabbro gemessenen vollständig anschliesst.

Auffallend ist das Fehlen jedes anderen Minerales. Nur sehr selten sieht man kleine Schuppen, die in ihrem Verhalten einer braunen Hornblende entsprechen.

Da die Aufschlüsse bis auf zwei Ausnahmen schlecht sind oder fehlen, wurde in dieser Untersuchung die meiste Arbeit auf den petrographischen Theil verwendet. Was die Lagerung betrifft, ist besonders die Ausscheidung einer quarzreichen Zone (Quarzdiorit u. s. w.) gegen den Hornblendemantel zu bemerkenswert.

Bei der Untersuchung von Olivingabbro trat natürlich die ringförmige Umwachsung des Olivins in den Vordergrund. Als Resultat ergibt sich, dass alle Minerale dieser Rinde secundären Ursprungs sind, der rhombische Pyroxen, wie die braune Hornblende, die farblose, die grüne Hornblende mit dem Spinell. Doch gehören die zwei ersten Minerale einem viel früheren Bildungsstadium an, als wie die übrigen. Doch ist nicht jede braune Hornblende dieser Gesteine auch secundär, so muss man z. B. die braune Hornblende im Olivingabbro von Hoslau Côte 511 jedenfalls für primär

Digitized by Google

ansehen. Die grüne Hornblende, die auch primären Biotit umgeben kann, ist immer secundären Ursprungs und viel jünger als die secundäre braune. Ihre Implicationsbüschel verwachsen mit einem Plagioklas, der saurer ist als der ursprüngliche Bytownit.

Beim Diallag wurde eine Absonderung nach 010 nachgewiesen mit gleichzeitiger Verwachsung ebenso geordneter Lamellen rhombischen Pyroxens, wodurch sich dann eine Erklärung für das Auftreten der färbigen Moirébänder geben lässt. Ausser in dem Ringe um Olivin tritt rhombischer Pyroxen auch mitunter idiomorph auf, besonders in Norit, Pyroxenfels und ist dann primär. An demselben konnte gelegentlich eine //-Verwachsung mit mikroskopischen Stäbchen eines monoklinen Pyroxens nachgewiesen werden. Am weitesten geht die Umwandlung primärer Bestandtheile in dem Smaragditgabbro vom Futschaberg, wo sich der Diallag fast gänzlich in Smaragdit umgesetzt hat, während der Plagioklas in trübe Körner zersetzt, durch Zoisit und Klinochlor verdrängt wird.

Was die Ausscheidungsfolge der Hauptbestandtheile, abgesehen von den evident secundären Bildungen, anbelangt, so führe ich hier jene der zwei Haupttypen vom Olivingabbro an. Beim 1. Typus, dem Olivingabbro von der Wohnischner Mühle, ergab sich:

1. Olivin, 2. Plagioklas, 3. Diallag, der Plagioklas etwas früher beginnend, später mit dem Diallag gleichzeitig.

2. Typus, Olivingabbro von Hoslau, Côte 511.

1. Plagioklas, 2. Olivin, 3. primäre braune Hornblende

Es erübrigt mir nur, noch meinen hochverehrten Lehrern Herrn Professor Dr. F. Becke, unter dessen Leitung vorliegende Abhandlung durchgeführt worden ist, sowie Herrn Professor Dr. G. C. Laube für die Anleitung in Rath und That meinen innigsten Dank auszusprechen.

Die Arbeiten wurden im k. k. mineralogischen Institute der deutschen Universität durchgeführt, das Material und die Dünnschliffe befinden sich gegenwärtig im Besitze des k. k. geologischen Institutes der deutschen Universität.

Prag, im Juli 1895.

Digitized by Google

Tafelerklärung.

Fig. 1. Diallagquerschnitt, Absonderung nach 010, Olivingabbro, Futschaberg.

Der Diallagkern in der Mitte des Bildes ist von stärkeren, von oben nach unten verlaufenden Strichen durchbrochen, die 100 entsprechen; ferner finden sich kreuzende, quer verlaufende Spalten nach 110, sowie die ungemein zahlreichen, wagrechten Lamellen nach 010. Umgeben ist der Diallag von (hier) dunkler Hornblende, die in einzelnen Zacken in den Feldspath reicht.

Fig. 2. Diallag mit Moirébändern, fast // 010 Olivingabbro, Futschaberg.

In der Mitte des Bildes ein Schnitt von Diallag, fast // 010. Deutlich erscheinen die Interferenzbänder, die hier von rechts oben nach links unten ziehen (Abhandlung pag. 116). Umgeben ist er von einem dunklen Saum: einer grünlichen Hornblende. Links unten schliesst sich an den Diallag der im Bild vollständig schwarze Olivin. Diesem folgt hufeisenförmig gestaltet der lichte rhombische Pyroxen, darauf (die dunkel erscheinende) grüne Hornblende, zu innerst Feldspath.

Fig. 3. Hornblendesaum um Diallag gegen Feldspath.

Diallag wird von brauner Hornblende (die hier dunkel erscheint) umwachsen. Die Hornblende springt in Zapfen und Zacken in den Feldspath vor.

Fig. 4. Olivingabbro von Hoslau mit siebartiger Structur.

Am stärksten in den Contouren tritt der Olivin hervor, weniger stark der monokline Pyroxen, der auch Zwillinge bildet, durch die dunkle Farbe ist die braune Hornblende ausgezeichnet, während der Feldspath fast farblos erscheint. Der Olivin umschliesst letzteren und erscheint durch dessen runde oder ovale Körner siebartig durchbrochen. Braune, primäre Hornblende umfasst den Olivin und Pyroxen poikilitisch. Zwischen Feldspath und Olivin zeigt sich der erste Beginn der Umrindung des letzteren durch einen sehr schmalen Saum lichtgrüner Hornblende.

Fig. 5. Secundäre Umrindung von Olivin, Olivingabbro, Wohnischner Mühle.

Der grosse Kern von Olivin ist stark von Magnetit durchwachsen. Dieser Kern ist gegen das Centrum der linken Hälfte stark eingebuchtet. In dieser Einbuchtung, sowie um den oberen Rand des Olivins ist ein Saum von rhombischem Pyroxen. Auf diesen folgt, ziemlich breit, farblose Hornblende, die in sehr feinen Spitzen gegen den Pyroxen absetzt und hier mit feinen Erzpartikeln erfüllt ist. Die stärkeren Risse setzen sich in die darauffolgende (dunkel erscheinende) grüne Hornblende fort. Ihre Schichte ist feinfaserig und schmutziggelbgrün. Nach aussen folgt die compacte grüne Hornblende mit Spinellkörnern In Fortsätzen und getrennten Partien dringt diese letzte Zone in den Feldspath ein.

Fig. 6. Hornblendeimplicationsbüschel im Olivingabbro von Meden.

Der Olivinkern ist meist schon verändert, auf der rechten Seite mit Pyroxen verwachsen. Links unten und seitwärts entwickeln sich aus dem dunkel erscheinenden Saum von grüner Hornblende die ungemein feinen verästelten Implicationsbüschel von fast farbloser Hornblende, die in den ringsum auftretenden Bytownit vordringen und mit einem secundären Feldspath verwachsen sind, der saurer als Bytownit ist.

Digitized by Google

VII. Chemische Untersuchung des Säuerlings in Seifersdorf (Oesterr.-Schlesien).

Von **Prof. E. Ludwig.**

An der Eisenbahnstrecke der Mährisch-schlesischen Centralbahn, welche von Freudenthal nach Jägerndorf führt, liegt in einem Seitenthale des freundlichen Oppathales das Dorf Seifersdorf. Auf dessen Gemeindegebiete, und zwar unterhalb der Ortskirche, hart an der nach Lichten führenden Bezirksstrasse entspringt eine Mineralquelle, deren Wasser seit jeher von der Bevölkerung der Umgebung als erfrischendes Getränke in grossen Mengen genossen wird.

Vor einigen Jahren wurde die Quelle zweckmässig gefasst und durch ein hölzernes Brunnenhäuschen gegen äussere Einflüsse geschützt.

Ich habe das Wasser dieser Quelle im Jahre 1893 untersucht und die dafür erforderlichen Vorarbeiten am 29. März und am 20. August 1893 an der Quelle besorgt. An diesen beiden Tagen habe ich auch für die Analyse Wasserproben geschöpft, eine dritte Probe wurde am 27. Juni 1893 von Herrn Apotheker A. Ortmann in Freudenthal mit aller Sorgfalt der Quelle entnommen und in gut verschlossenen Flaschen in mein Laboratorium geschickt. Die am 20. August geschöpfte Probe wurde zur Gesammtanalyse verwendet, während die Proben vom 29. März und 27. Juni nur zur Bestimmung der Haupt-Bestandtheile dienten, durch welche ermittelt werden sollte, ob die Zusammensetzung des Wassers in den verschiedenen Jahreszeiten constant bleibt. Die Resultate der drei Untersuchungen stimmten unter einander gut überein und lehren somit, dass die chemische Zusammensetzung des Wassers sich im Laufe der Jahreszeiten nicht merklich ändert.

Ueber die geologischen Verhältnisse der Quellenumgebung verdanke ich Herrn Dr. A. Pelikan, Assistenten am mineralogisch-petrographischen Institute der Wiener Universität, welcher auch den in Seifersdorf anstehenden Sandstein untersuchte, folgende Mittheilung:

„Die Gegend von Seifersdorf gehört in geologischer Beziehung jener Zone von theils kalkigen, theils thonig-sandigen Gesteinen an,

Digitized by Google

welche sich entlang einer Linie ausbreitet, die von Bärn in Mähren über Spachendorf und Bennisch bis nach Zossen südlich von Jägerndorf verläuft. Die Petrefacten, welche an einigen Orten gefunden wurden, erweisen die Zugehörigkeit dieses Gesteincomplexes zum Oberdevon. Die häufig auftretenden Einlagerungen von Diabas-Mandelsteinen und Schalsteinen sind Zeugen einstiger vulcanischer Thätigkeit in dem erwähnen Gebiete.

Der Sandstein von Seifersdorf besitzt eine graugelbe Färbung und lässt eine allerdings nicht sehr deutlich hervortretende plane Parallelstructur erkennen. Man sieht leicht, dass die letztere durch die parallele Lagerung der zahlreich vorhandenen Muscovitschüppchen hervorgerufen wird. Unter dem Mikroskope erkennt man, dass die Hauptmasse des Gesteines aus Quarzkörnchen besteht, welche durch ein Cement verbunden sind, das aus Chlorit- und Muscovitschüppchen, krümligen farblosen Massen, wahrscheinlich Kaolin, und kohligen Bestandtheilen besteht. Die einzelnen Quarzkörnchen besitzen meistens die Gestalt eckiger Bruchstücke, zum Theil erscheinen sie auch mehr oder minder rundlich; ihre mittlere Grösse beträgt 1·04 Millimeter. Das Gestein ist demnach ein feinkörniger Quarzsandstein mit thonigem Bindemittel."

Die Quelle tritt in einem aus Sandsteinquadern aufgemauerten Bassin zu Tage, dessen Bodenfläche ein regelmässiges Sechseck von 0·5 Meter Seitenlänge ist, die Tiefe des Bassins beträgt 1·37 Meter, die Umfassungsmauer ragt 22 Centimeter über die Erdoberfläche empor. 1 Meter über dem Boden des Bassins ist das Abflussrohr eingesetzt. Mit dem Wasser steigen fortwährend zahlreiche grosse und kleine Gasblasen empor. Durch ein geräumiges hölzernes Brunnenhäuschen ist die Quelle gegen äussere Einflüsse, insbesondere auch gegen Verunreinigungen geschützt. Die Ergiebigkeit der Quelle beträgt ungefähr 5 Cubikmeter für 24 Stunden. Die Quellentemperatur wurde wiederholt gemessen, sie betrug:

am 29. März 1893 . . . . 10° C. bei 13·8° C. Lufttemperatur
„ 27. Juni 1893 . . . . 10° C. „ 18·2° C. „
„ 20. August 1893 . . . . 11·2° C. „ 23 ° C. „

Nach zwei Messungen, welche Herr Professor Flögl ausführte, betrug die Quellentemperatur

am 10. September 1886 . . . . 12° C. bei 24° C. Lufttemperatur
„ 1. December 1886 . . . . 11° C. „ —1° C. „

Digitized by Google

Das frisch geschöpfte Wasser ist klar, farblos und hat den Geruch und Geschmack eines Säuerlings mit mässigem Eisengehalt. Empfindliches Lackmuspapier wird durch das Wasser violett gefärbt, nach dem Eintrocknen ist es blau.

Durch die qualitative Analyse wurden in dem Wasser folgende Bestandtheile nachgewiesen: Kalium, Natrium, Lithium, Calcium, Strontium, Magnesium, Eisen, Mangan, Aluminium, Schwefelsäure, Chlor, Kieselsäure, Phosphorsäure, Kohlensäure und organische Substanzen. [1])

Von diesen Bestandtheilen wurden nur Lithium und Phosphorsäure nicht quantitativ bestimmt, weil sie in gar zu kleiner Menge in dem Wasser enthalten sind. Die übrigen Bestandtheile wurden nach den gebräuchlichen besten Methoden quantitativ bestimmt, wobei sich folgende Resultate ergaben:

Schwefelsäure. I. 999·36 Gramm Wasser gaben 0·0135 Gramm Baryumsulfat entsprechend 0·046 Schwefelsäureanhydrid für 10.000 Theile Wasser. II. 1002·505 Gramm Wasser gaben 0·014 Gramm Baryumsulfat entsprechend 0·048 Schwefelsäureanhydrid für 10.000 Theile Wasser.

Chlor. I. 998 72 Gramm Wasser gaben 0·014 Gramm Chlorsilber entsprechend 0·035 Chlor für 10.000 Theile Wasser. II. 998·88 Gramm Wasser gaben 0·0138 Gramm Chlorsilber entsprechend 0·034 Chlor für 10.000 Theile Wasser.

Kohlensäure. Es wurden an der Quelle je 187·26 Gramm Wasser in eine mit klarer ammoniakalischer Chlorcalciumlösung beschickte Flasche gegossen und die Flasche dicht verstopft Im Laboratorium wurde nach länger dauerndem Erwärmen der Flasche der Niederschlag durch Decantation mit ausgekochtem Wasser gewaschen, dann auf ein Filter gebracht und in bekannter Weise in dem von mir construirten Apparate durch Salzsäure zerlegt, worauf die Menge der Kohlensäure durch die Gewichtsdifferenz ermittelt wurde. Zwei solcher Versuche ergaben 0·4965 Gramm und 0·494 Gramm Kohlendioxyd entsprechend 26·514, respective 26 380 Kohlendioxyd für 10.000 Theile Wasser.

Kieselsäure, Calcium, Magnesium, Strontium. I. 1267·63 Gramm Wasser gaben 0·0781 Gramm Kieselsäureanhydrid, 0·5116 Gramm

[1]) Flüchtige Fettsäuren wurden bei Verarbeitung einer grösseren Quantität des Wassers nicht gefunden.

Digitized by Google

Calciumoxyd und Strontiumoxyd, 0·0039 Gramm salpetersaures Strontium[1]) und 0·1657 Gramm pyrophosphorsaures Magnesium entsprechend 0·616 Kieselsäureanhydrid, 4·021 Calciumoxyd, 0·015 Strontiumoxyd und 0·471 Magnesiumoxyd für 10.000 Gewichtstheile Wasser. II. 1268·963 Gramm Wasser gaben 0·0791 Gramm Kieselsäureanhydrid, 0·5109 Gramm Calciumoxyd und Strontiumoxyd und 0·1698 Gramm pyrophosphorsaures Magnesium entsprechend 0·623 Kieselsäureanhydrid, 4·011 Calciumoxyd und 0·481 Magnesiumoxyd für 10.000 Gewichtstheile Wasser.

Kalium, *Natrium*. I. 1303·86 Gramm Wasser gaben 0·2743 Gramm Chlornatrium und Chlorkalium, bei der Trennung mit Platinchlorid 0·0216 Gramm Kaliumplatinchlorid entsprechend 0·050 Chlorkalium, 0·032 Kaliumoxyd, 2·053 Chlornatrium, 1·089 Natriumoxyd für 10.000 Gewichtstheile Wasser. II. 1279·545 Gramm Wasser gaben 0·267 Gramm Chlorkalium und Chlornatrium, 0·020 Gramm Kaliumplatinchlorid entsprechend 0·047 Chlorkalium, 0·030 Kaliumoxyd, 2·040 Chlornatrium, 1·083 Natriumoxyd für 10.000 Gewichtstheile Wasser.

Eisen, *Aluminium*, *Mangan*. 10402·305 Gramm Wasser gaben 0·1284 Gramm Eisenoxyd, 0·0015 Gramm Aluminiumoxyd und 0·0182 Gramm Manganoxyduloxyd entsprechend 0·123 Eisenoxyd, 0·111 Eisenoxydul, 0·001 Aluminiumoxyd, 0·018 Manganoxyduloxyd, 0·016 Manganoxydul für 10.000 Gewichtstheile Wasser.

Organische Substanz. Dieselbe wurde in der bei der Analyse von Trinkwässern gebräuchlichen Weise durch Oxydation mit übermangansaurem Kalium bestimmt. 499·1 Gramm Wasser verbrauchten 2·89 Cubikcentimeter einer Lösung von übermangansaurem Kalium, von welcher 1 Cubikcentimeter 0·000704 Gramm krystallisirter Oxalsäure entsprach. Demnach kommen auf die zu dem Versuch verwendete Menge Wasser 0·00203 Gramm und auf 10.000 Gramm Wasser 0·04 Gramm organischer Substanz, als krystallisirte Oxalsäure berechnet.

Controlbestimmungen. Zur Controle wurde eine abgewogene Wassermenge mit Salzsäure schwach angesäuert, mit einem Ueberschuss von Schwefelsäure versetzt, in einer Platinschale auf dem Wasserbade eingedampft und der Rückstand solange über freiem Feuer erhitzt, bis keine Schwefelsäuredämpfe mehr zu sehen waren. Darauf wurde

[1]) Es wurden zur Prüfung 10 Liter Wasser verwendet, das nach dem gebräuchlichen Verfahren abgeschiedene salpetersaure Strontium erwies sich frei von Baryum.

Digitized by Google

der Rückstand aus der Platinschale unter Vermeidung eines jeden Verlustes mittelst Wasser in einen gewogenen Platintiegel gebracht, die Flüssigkeit darin verdampft und der Rückstand bis zum constanten Gewicht mässig geglüht und gewogen. Mit den für 10.000 Gewichtstheile Wasser berechneten so gewonnenen Sulfatrückständen ist zu vergleichen die Summe der für dieselbe Wassermenge aus den Einzelbestimmungen berechneten Sulfatmengen des Kaliums, Natriums, Calciums, Strontiums, Magnesiums mehr dem Aluminiumoxyd, Eisenoxyd, Manganoxyduloxyd und Kieselsäureanhydrid.

1266·165 Gramm Wasser gaben 1·8234 Gramm Sulfatrückstand, entsprechend 14·401 Gramm für 10.000 Gramm Wasser. Durch die angeführte Art der Berechnung ergibt sich eine Menge von 14·519 Gramm.

Specifisches Gewicht. Das specifische Gewicht wurde mit einem Geissler'schen mit Thermometer versehenen Pyknometer bestimmt und bei 17·2° C gleich 1·00163 gefunden, destillirtes Wasser von derselben Temperatur als Einheit angenommen.

In der folgenden Tabelle sind die Mittelwerte für 10.000 Gewichtstheile Wasser zusammengestellt:

Schwefelsäureanhydrid	0·047
Chlor	0·035
Kieselsäureanhydrid	0·620
Kohlensäureanhydrid	26·447
Kaliumoxyd	0·031
Natriumoxyd	1·086
Calciumoxyd	4·016
Strontiumoxyd	0·015
Magnesiumoxyd	0·476
Eisenoxyd	0·123
Aluminiumoxyd	0·001
Manganoxyduloxyd	0·018
Phosphorsäure, Lithiumoxyd	Spuren
Organische Substanz	0·040
Controlsulfate gefunden	14·401
„ berechnet	14·519
Specifisches Gewicht	1·00163

Digitized by Google

Gruppirt man die basischen und sauren Bestandtheile zu Salzen, so erhält man für 10.000 Theile Wasser folgende Werte:

A. Die kohlensauren Salze als normale Carbonate gerechnet:

Schwefelsaures Kalium	0·057
Schwefelsaures Natrium	0·037
Chlornatrium	0·058
Kohlensaures Natrium	1·775
Kohlensaures Calcium	7·171
Kohlensaures Strontium	0·021
Kohlensaures Magnesium	1·000
Kohlensaures Eisen	0·179
Kohlensaures Mangan	0·026
Aluminiumoxyd	0·001
Kieselsäureanhydrid	0·620
Phosphorsäure, Lithium	Spuren
Organische Substanz	0·040
Kohlensäure halbgebunden	4·499
Kohlensäure frei	17·449
Summe der festen Bestandtheile	10·985

B. Die kohlensauren Salze als wasserfreie Bicarbonate von der Zusammensetzung $Na_2C_2O_5$, CaC_2O_5 berechnet.

Schwefelsaures Kalium	0·057
Schwefelsaures Natrium	0·037
Chlornatrium	0·058
Natriumbicarbonat	2·511
Calciumbicarbonat	10·326
Strontiumbicarbonat	0·027
Magnesiumbicarbonat	1·524
Eisenbicarbonat	0·247
Manganbicarbonat	0·036
Aluminiumoxyd	0·001
Kieselsäureanhydrid	0·620
Phosphorsäure, Lithium	Spuren
Organische Substanz	0·040
Kohlensäure frei	17·449

Digitized by Google

Werden die Resultate dieser Analyse nach dem Vorschlage von Professer C. v. Than (siehe diese Mittheil., Jahrg. 1890, Neue Folge XI. Bd., pag. 487) dargestellt, so gelangt man zu folgendem Ausdrucke:

K	0·32		$^1/_2 SO_4$	0·57	
Na	16·90		Cl	0·48	100
$^1/_2 Ca$	69·43		$CO_3 H$	98·95	
$^1/_2 Sr$	0·15	100			
$^1/_2 Mg$	11·49				
$^1/_2 Fe$	1·48				
$^1/_2 Mn$	0·23				

CO_3	191·21
SiO_2	5·00

Nach diesem Ergebnis der chemischen Untersuchung gehört der Seifersdorfer Säuerling zu den alkalisch-erdigen Säuerlingen mit mässigem Gehalt an kohlensaurem Eisen. Dieser Säuerling ist insbesondere dadurch ausgezeichnet, dass er frei ist von Salpetersäure, salpetriger Säure, sowie von Ammoniak, und dass er nur äusserst geringe Mengen von gelösten organischen Substanzen enthält. Die Zusammensetzung dieses Säuerlings ist gleichbleibend, wie aus der Untersuchung von Proben hervorgeht, welche zu verschiedenen Zeiten, nämlich am 29. März, 27. Juni und 20. August 1893, geschöpft wurden. Ueberdies ist ein Beweis auch darin zu finden, dass eine von Herrn Prof. Gregor Flögl in Jägerndorf im Jahre 1886 durchgeführte Analyse Resultate ergab, welche mit den Resultaten meiner Untersuchung gut übereinstimmen.

Digitized by Google

VIII. Chemische Untersuchung der Constantinquelle in Gleichenberg (Steiermark).

Von **Prof. E. Ludwig.**

(Mit 1 Textfigur.)

Das Wasser der Gleichenberger Constantinquelle wurde schon im Jahre 1834 von weil. Professor A. Schrötter und im Jahre 1864 von weil. Professor Dr. J. Gottlieb analysirt. Da seit der letzten Analyse demnach mehr als 30 Jahre verflossen sind, so habe ich auf Ansuchen der Gleichenberger Brunnendirection eine neue Analyse dieses Wassers vorgenommen; ich bin am 26. September 1895 in Gleichenberg eingetroffen, habe an diesem Tage die nöthigen Untersuchungen an der Quelle ausgeführt und die für die Analyse erforderliche Wassermenge geschöpft.

Ueber die Entstehung des Curortes Gleichenberg entnahm ich einer Schrift des Herrn Dr. C. Clar: „Der Curort Gleichenberg in Steiermark, Wien 1886", folgende interessante Notizen: Die ältesten Spuren menschlicher Ansiedlungen im Weichbilde des jetzigen Curortes reichen in die Steinzeit zurück; es steht nämlich die südliche Grundmauer der Villa Max auf einer durch kohlige Beimengungen schwarz gefärbten Erdschichte, in der man Steinwaffen und zahlreiche Scherben von gebrannten Thongefässen gefunden hat.

Bei der Abteufung des „Römerbrunnens" stiess man auf das Mauerwerk eines Brunnenschachtes, dessen Sohle eine Mineralquelle entströmte; daselbst wurden römische Münzen aus dem dritten Jahrhunderte unserer Zeitrechnung gefunden, welche beweisen, dass schon die Römer die Gleichenberger Quellen benützten.

Während des Mittelalters geriethen diese Quellen in Vergessenheit, erst 1772 wurden sie von dem Radkersburger Districtsarzte Hermann von Gleissner wieder gewürdigt. Der intellectuelle Begründer des Curortes ist der verstorbene Landes-Protomedicus Dr. Werlé, welcher den damaligen Gouverneur Mathias Constantin Reichsgrafen von Wickenburg auf den Wert der Gleichenberger Quellen aufmerksam machte, worauf der Letztere im

Digitized by Google

Jahre 1834 einen Verein gründete, mit diesem die ersten Curanlagen schuf und von da ab bis zu seinem Lebensende (1880) dem Curorte seine besondere Fürsorge widmete, welche nunmehr der Sohn des Verewigten, Herr Ottokar Reichsgraf von Wickenburg, übernommen hat.

Die geologischen Verhältnisse der Gegend von Gleichenberg hat Herr Dr. C. Clar während seines langjährigen Aufenthaltes in dem Curorte sehr eingehend studirt; er hat mir auf meine Bitte die folgende Schilderung und das in richtigen Proportionen gehaltene, erläuternde Profil (siehe Abbildung pag. 144) zur Verfügung gestellt, wofür ich ihm zu besonderem Danke verpflichtet bin:

„Das vulcanische Terrain von Gleichenberg gehört der weiten Bucht von Graz an, welche durch das Zurücktreten des Bruchrandes der Alpen zwischen dem Wechsel- und Bachergebirge formirt wird. Während südlich vom Bacher das Tertiärland in viele parallele Faltenzüge gelegt erscheint, finden wir die tertiäre Ausfüllung der Bucht von Graz ungestört in der ursprünglichen horizontalen Schichtung verharren. Es ist die sarmatische Stufe der Neogenformation, welche der Hauptsache nach das Hügelmeer der Grazer Bucht zusammensetzt, eine Wechsellagerung von Tegeln und Sanden, ab und zu unterbrochen durch eingeschaltete Muschelbänke. Ehe noch diese Sedimente des sarmatischen Meeres, das aus der Gegend von Graz und Wien bis tief nach Asien hineinreichte, sich über einander ausbreiteten, hatte die vulcanische Thätigkeit bereits in der Eruption des centralen Gebirgsstockes der Gleichenberge begonnen, welche gegenwärtig den Curort im Norden schützen und deren Trachyte und Andesite im Gegensatze zu den später erfolgten Basaltergüssen in chemischer Beziehung zu den sauren Eruptivgesteinen zählen. Die Pauschanalyse des Haupttrachytes aus der Klausenschlucht ergab einen Kieselsäuregehalt von 65·01 Procent und wir haben uns vorzustellen, dass diese Masse als zähflüssiger Brei bereits an's Licht getreten war, bevor die Fluthen des sarmatischen Meeres hereinbrachen und dieselbe bis weit hinauf mit ihren Absätzen einhüllten. Es lässt sich feststellen, dass schon während der sarmatischen Periode submarine Basaltausbrüche begannen, ihre Auswürflinge mit den normalen Sedimenten des schon brakischen Meeres mengten und so in der Gestalt von Tufflagern interponirten, allein das Finale der Gleichenberger Eruptionsperiode trat erst ein, als die Fluthen des

Digitized by Google

sarmatischen Meeres abgeflossen oder so weit ausgesüsst waren, dass an ihre Stelle die breiten Flussläufe und Süsswasserseen der pontischen Stufe getreten waren. Während das Schichtengebäude der sarmatischen Stufe von dem Seeschlamm und Flussgerölle (Belvedereschotter) der pontischen Stufe überdeckt wurde, erfolgten die zahlreichen und ausgiebigen Ergüsse eines basischen Eruptionsgesteines mit nur einigen 40 Procent Kieselsäuregehalt, und zwar der Hauptsache nach auf einer 4 Meilen langen Spaltenlinie, welche durch den Eruptivstock der Trachyte halbirt erscheint. Wenigstens haben nur auf dieser Linie breite Ströme von dichter basaltischer Lava als Krönung des ganzen Schichtencomplexes sich ausgebreitet, aber auch hier stets abwechselnd mit jenen Tufflagern, welche entstanden, wenn die feurig-flüssigen Massen der Tiefe beim Empordringen auf den Spaltenwegen mit den eingedrungenen Wässern der Oberfläche zusammenstiessen und der Impuls des entstehenden Wasserdampfes die ganze Reihenfolge der Erscheinungen entfesselte, welche unterseeische Eruptionen heute noch darbieten. Als mit der endlichen Trockenlegung des Terrains dieses dem zerstörenden Einflusse der atmosphärischen Niederschläge preisgegeben wurde, sehen wir die Trachytkuppen fast begraben in einem Schichtengebäude, welches wieder von Basaltströmen überdeckt wird. Nun begann die Thätigkeit der Erosion, bildete Berg und Thal, grub den Trachytstock langsam wieder aus seiner Hülle und liess die Lavaströme als Tafelberge zurück, in deren Schutz die ganze Schichtenfolge der neptunischen Gebilde uns erhalten blieb, welche ringsum den Atmosphärilien schutzlos preisgegeben in das Hügelmeer aufgelöst wurde, das die Bucht erfüllt und den Curort umgibt. Zweifellos begann der Auftrieb von Mineralwässern schon in einer früheren Periode der Denudation, und zwar im Schosse des Trachytstockes, denn wir finden hoch oben im Sattel zwischen den beiden Gleichenbergen Kieselsäurehydrat in Form von Opal die Gesteinsspalten ausfüllen, wie es nur aus Thermen abgesetzt werden konnte. Von grösstem Interesse aber ist jene Masse von Belvedereschotter in halber Höhe des Berges, wo unter dem Einflusse der Thermalwässer nicht nur die Flussgerölle zu einem Conglomerat zusammengebacken, sondern auch die eingeschwemmten Stämme, Früchte und andere Pflanzenreste mit Erhaltung der mikroskopischen Structur verkieselt wurden, wie sie Unger in seiner fossilen Flora von Gleichenberg beschreibt.

Digitized by Google

Dieses Kieselconglomerat des Mühlsteinbruches ist eine Marke der einstigen Einhüllung des Trachytstockes und blicken wir von hier aus hinüber nach dem mächtigen Basaltplateau des Hochstradenkogels im Süden, so correspondiren wir mit dem gleichzeitig abgelagerten Untergrund eines Lavastromes, dessen Rücken einen Schlackenkegel als höchsten Punkt der Gegend trägt. Mit der zunehmenden Entblössung der Trachytmasse wurde auch der Ursprung der aus ihrem Schosse kommenden Thermalwässer in ein immer tieferes Niveau verlegt, wir finden ihre Spuren in den zurückgelassenen Opalmassen des Eichgrabens und jetzt entspringen sie an dem tiefsten durch den Bachlauf des Eichgrabens freigelegten Punkte des unterirdischen Grundgebirges. Wir müssen ja die Constantinquelle wissenschaftlich ebenfalls als Therme bezeichnen, denn ihre Temperatur übersteigt die des Ursprungsortes um etwa 8° C. Auch dürfen wir immerhin annehmen, dass die gegenwärtigen Mineralwässer aus einer Tiefe stammen, welche ungefähr der Höhe entspricht, in die der Gipfel der Trachytkuppe über deren Ursprung aufragt, denn dort finden die eingedrungenen Meteorwässer die entsprechende Temperatur des Erdinnern und dort muss ihre Saturation unter Mitwirkung der ihnen begegnenden Exhalationen von Statten gehen."

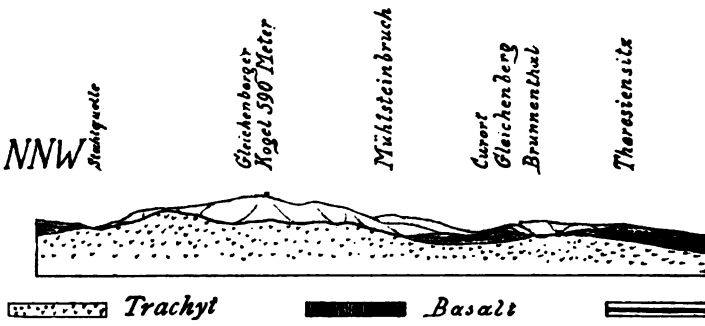
Die Constantinquelle tritt aus einer Felsspalte am Fusse des Sulzkogels zu Tage, sie wird von einem mit Basalttuffstein ausgemauerten, cylindrischen Brunnenschachte von ungefähr 1 Meter Durchmesser und 8 Meter Höhe aufgenommen. Die Sohle dieses Schachtes bildet eine durchlöcherte Steinplatte.

Mit dem Wasser steigen ununterbrochen kleine und grosse Gasblasen auf, welche nach einer an Ort und Stelle mit denselben vorgenommenen Analyse aus fast reiner Kohlensäure bestehen; es wird nämlich dieses Gas von Kalilauge bis auf einen winzigen, unmessbaren Rückstand absorbirt. Die Ergiebigkeit der Quelle beträgt nach einer Messung am Ausflusse, welcher 60 Centimeter unter dem obern Rande des Brunnenkranzes sich befindet, 6·5 Liter pro Minute.

Die Temperatur der Quelle habe ich am 26. September 1895 bestimmt, sie betrug 17·3° C., die Lufttemperatur, im Schatten gemessen, war zur selben Zeit 17° C.

Das frisch geschöpfte Wasser ist vollkommen klar und farblos, und schmeckt schwach salzig und wie ein starker Säuerling; ein empfindliches Geschmacksorgan vermag einen sehr geringen Eisen-

Digitized by Google



gehalt eben noch wahrzunehmen. Blaues Lackmuspapier wird von dem Wasser violett gefärbt, nach dem Eintrocknen ist es wieder blau. Lässt man das Wasser in einem offenen Gefässe stehen, so sieht man bald unzählige Kohlensäurebläschen entweichen, allmählich scheidet sich dann ein weisser Niederschlag ab, der im wesentlichen aus Calciumcarbonat und Magnesiumcarbonat besteht; diese Erscheinungen treten rasch auf, wenn man das Wasser zum Kochen erhitzt.

Durch die qualitative Analyse wurden in dem Wasser der Constantinquelle folgende gelöste Bestandtheile nachgewiesen: Kalium, Caesium, Rubidium, Natrium, Lithium, Calcium, Strontium, Baryum, Magnesium, Eisen, Mangan, Aluminium, Chlor, Schwefelsäure, Phosphorsäure, Borsäure, Kieselsäure, Kohlensäure und nicht flüchtige organische Substanz.

Caesium und Rubidium konnten nur qualitativ mittels des Spectralapparates nachgewiesen werden, wozu der Abdampfrückstand von 50 Litern des Mineralwassers verwendet wurde, alle anderen Bestandtheile wurden quantitativ bestimmt.[1])

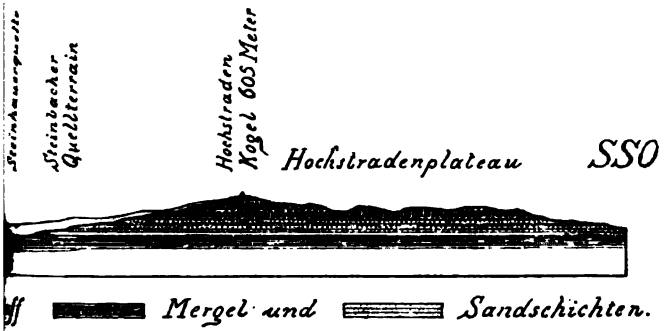
Dabei ergaben sich folgende Resultate:

Das specifische Gewicht wurde bei 17·6° C. mit dem Pyknometer bestimmt und, auf Wasser von dieser Temperatur als Einheit bezogen, 1·0057 gefunden.

Lithium. 5110 Gramm Wasser gaben 0·0303 Gramm Chloride, 0·0875 Gramm Chlorsilber und 0·0066 Gramm metallisches Silber, 0·0051 Gramm Kaliumplatinchlorid und 0·0038 Gramm Magnesium-

[1]) Gottlieb hat in dem Wasser Borsäure, Caesium und Rubidium nicht gefunden. Auf Borsäure scheint er nicht geprüft zu haben und für den Nachweis des Caesium und Rubidium hat er viel zu wenig Wasser verwendet.

Digitized by Google



pyrophosphat; entsprechend 0·045 Gramm Chlorlithium, respective 0·016 Gramm Lithiumoxyd für 10.000 Gramm Wasser.

Kalium, Natrium. I. 251·86 Gramm Wasser gaben 1·1810 Gramm Kalium-, Natrium- und Lithiumchlorid, ferner 0·0735 Gramm Kaliumplatinchlorid, entsprechend 0·564 Gramm Kaliumoxyd und 24·407 Gramm Natriumoxyd für 10.000 Gramm Wasser.

II. 251·41 Gramm Wasser gaben 1·1755 Gramm Kalium-, Natrium- und Lithiumchlorid und 0·0728 Gramm Kaliumplatinchlorid, entsprechend 0·558 Gramm Kaliumoxyd und 24·317 Gramm Natriumoxyd für 10.000 Gramm Wasser.

Kieselsäure, Calcium, Magnesium. I. 952·41 Gramm Wasser gaben 0·1932 Gramm Calciumoxyd, 0·5327 Gramm Magnesiumpyrophosphat und 0·0605 Gramm Kieselsäureanhydrid, entsprechend 2·028 Gramm Calciumoxyd, 2·015 Gramm Magnesiumoxyd und 0·635 Gramm Kieselsäureanhydrid für 10.000 Gramm Wasser.

II. 924·71 Gramm Wasser gaben 0·0609 Gramm Kieselsäureanhydrid, 0·1868 Gramm Calciumoxyd und 0·5129 Gramm Magnesiumpyrophosphat, entsprechend 0·658 Gramm Kieselsäureanhydrid, 2·020 Gramm Calciumoxyd und 1·998 Gramm Magnesiumoxyd für 10.000 Gramm Wasser.

Eisen, Mangan, Aluminium, Phosphorsäure. 10.262·7 Gramm Wasser gaben 0·0198 Gramm Eisenoxyd, 0·0025 Gramm Aluminiumoxyd und 0·0048 Gramm Magnesiumpyrophosphat. 6617·7 Gramm Wasser gaben 0·0008 Gramm Manganoxyduloxyd, entsprechend 0·019 Gramm Eisenoxyd, 0·002 Gramm Aluminiumoxyd, 0·001 Gramm Manganoxyduloxyd und 0·003 Gramm Phosphorsäureanhydrid für 10.000 Gramm Wasser.

Digitized by Google

Baryum, Strontium. 6617·7 Gramm Wasser gaben 0·0540 Gramm Baryum- und Strontiumnitrat und bei der Trennung 0·0018 Gramm Baryumsulfat, entsprechend 0·038 Gramm Strontiumoxyd und 0·003 Gramm Baryumoxyd für 10.000 Gramm Wasser.

Borsäure. 5020 9 Gramm Wasser gaben 0·2177 Gramm eines Gemenges von borsaurer Magnesia und Magnesia, davon wurden 0·2139 Gramm zur Magnesiabestimmung verwendet; es wurde erhalten 0·5158 Gramm Magnesiumpyrophosphat, entsprechend 0·057 Gramm Borsäureanhydrid für 10.000 Gramm Wasser.

Chlor. I. 504 Gramm Wasser gaben 2·2384 Gramm Chlorsilber und 0·0098 Gramm metallisches Silber, entsprechend 11·046 Gramm Chlor für 10.000 Gramm Wasser.

II. 502·35 Gramm Wasser gaben 2·2298 Gramm Chlorsilber und 0·0124 Gramm metallisches Silber, entsprechend 11·058 Gramm Chlor für 10.000 Gramm Wasser.

Schwefelsäure. I. 504·84 Gramm Wasser gaben 0·0689 Gramm schwefelsaures Baryum, entsprechend 0·467 Gramm Schwefelsäureanhydrid für 10.000 Gramm Wasser.

II. 502·36 Gramm Wasser gaben 0·0691 Gramm schwefelsaures Baryum, entsprechend 0·472 Gramm Schwefelsäureanhydrid für 10.000 Gramm Wasser.

Gesammtkohlensäure. I. 187 82 Gramm Wasser gaben 0·9225 Gramm Kohlensäureanhydrid, entsprechend 49·116 Gramm für 10.000 Gramm Wasser.

II. 187·82 Gramm Wasser gaben 0·916 Gramm Kohlensäureanhydrid, entsprechend 48·770 Gramm für 10.000 Gramm Wasser.

Organische Substanz. 251·4 Gramm Wasser verbrauchten zur Oxydation der organischen Substanz 1·9 cm^3 einer Lösung von Kaliumpermanganat, von der 1 cm^3 0 00073 Gramm krystallisirter Oxalsäure entspricht. Demnach für 10.000 Gramm Wasser 0·055 Gramm organischer Substanz als Oxalsäure berechnet.

Controlbestimmung. 496·34 Gramm Wasser mit einem Ueberschusse von Schwefelsäure abgedampft, ergaben nach Entfernung der Kieselsäure einen Rückstand, der nach wiederholtem Glühen bis zum constanten Gewichte 3·3895 Gramm betrug, entsprechend 68·290 Gramm für 10.000 Gramm Wasser.

Aus diesen Einzelbestimmungen ergeben sich folgende Mittelwerte für 10.000 Gewichtstheile Wasser:

Digitized by Google

Kaliumoxyd	0·561
Natriumoxyd	24·362
Lithiumoxyd	0·016
Cäsium und Rubidium	Spuren
Calciumoxyd	1·983
Strontiumoxyd	0·038
Baryumoxyd	0·003
Magnesiumoxyd	2·007
Eisenoxyd	0·019
Manganoxyduloxyd	0·001
Aluminiumoxyd	0·002
Chlor	11·052
Schwefelsäureanhydrid	0·470
Borsäureanhydrid	0·057
Phosphorsäureanhydrid	0·003
Kieselsäureanhydrid	0·647
Kohlensäureanhydrid	48·943
Organische Substanz	0·054
Controlsulfate, berechnet	67·811
„ gefunden	68·290
Specif. Gewicht	1·0057

Werden die sauren und basischen Bestandtheile zu Salzen gruppirt, so erhält man folgendes Resultat:

10.000 Gewichtstheile Wasser enthalten:

A. Die kohlensauren Salze als normale Carbonate gerechnet:

Schwefelsaures Kalium	1·023
Chlorkalium	0·012
Chlornatrium	18·223
Borsaures Natrium	0·082
Phosphorsaures Natrium	0·006
Kohlensaures „	25·060
„ Lithium	0·039
„ Calcium	3·541
„ Strontium	0·054
„ Baryum	0·004
„ Magnesium	4·215

Digitized by Google

Kohlensaures Eisen	0·027
„ Mangan	0·002
Aluminiumoxyd	0·002
Kieselsäureanhydrid	0·647
Caesium und Rubidium	Spuren
Organische Substanz	0·054
Kohlensäure halbgebunden	14·212
„ frei	20·519
Summe der festen Bestandtheile	52·937
Specifisches Gewicht	1·0057
Quellentemperatur	17·3° C.

B. Die kohlensauren Salze als Anhydro-Bicarbonate gerechnet:

Schwefelsaures Kalium	1·023
Chlorkalium	0·012
Chlornatrium	18·223
Borsaures Natrium	0·082
Phosphorsaures Natrium	0·006
Natriumbicarbonat	35·455
Lithiumbicarbonat	0·062
Calciumbicarbonat	5·099
Strontiumbicarbonat	0·070
Baryumbicarbonat	0·005
Magnesiumbicarbonat	6·423
Eisenbicarbonat	0 037
Manganbicarbonat	0·003
Aluminiumoxyd	0·002
Kieselsäureanhydrid	0·647
Caesium und Rubidium	Spuren
Organische Substanz	0·054
Freie Kohlensäure	20·519
Summe der festen Bestandtheile	52 937
Specifisches Gewicht	1·0057
Quellentemperatur	17·3° C.

Digitized by Google

Wird die Zusammensetzung des Wassers der Constantinquelle nach C. v. Than in Aequivalentprocenten der Bestandtheile ausgedrückt, so ergibt sich folgende Darstellung:

K	1·227		Cl	32·128	
Na	80·900		$\frac{1}{2}B_4O_7$	0·084	
Li	0·103		$\frac{1}{3}PO_4$	0·012	100
$\frac{1}{2}Ca$	7·298		$\frac{1}{2}SO_4$	1·210	
$\frac{1}{2}Sr$	0·075	100	CO_3H	66·566	
$\frac{1}{2}Ba$	0·004				
$\frac{1}{2}Mg$	10·342				
$\frac{1}{2}Fe$	0·047				
$\frac{1}{2}Mn$	0·004				
CO_3	47·911				
SiO_2	1·110				

Ein Vergleich der Resultate meiner Analyse mit den Resultaten der älteren Analysen von Schrötter und Gottlieb ergibt für die wesentlichen Bestandtheile des Wassers der Constantinquelle gute Uebereinstimmung, woraus folgt, dass die chemische Zusammensetzung dieses Wassers in den letzten 60 Jahren keine nachweisbare Aenderung erfahren hat.

Die Constantinquelle gehört nach ihren wesentlichen Bestandtheilen zu den alkalisch-muriatischen Säuerlingen; sie steht in ihrer chemischen Zusammensetzung den Emser Quellen, speciell dem Kränchen und dem Kesselbrunnen sehr nahe, wenn man nur das relative Verhältnis der gelösten Bestandtheile berücksichtigt, doch enthält die Constantinquelle fast doppelt so viel feste Bestandtheile und freie Kohlensäure als die beiden Emser Quellen. Die Temperatur der letzteren ist wesentlich höher als die der Constantinquelle.

Herr Dr. R. Ritter von Zeynek, Assistent am Laboratorium für medicinische Chemie in Wien, hat mich bei der Ausführung der Analyse der Constantinquelle ausgiebig unterstützt, wofür ich ihm auch hier meinen besten Dank ausspreche.

Digitized by Google

IX. Methode zur Bestimmung des Lichtbrechungsvermögens eines Minerales in den Dünnschliffen.

Von C. Viola.

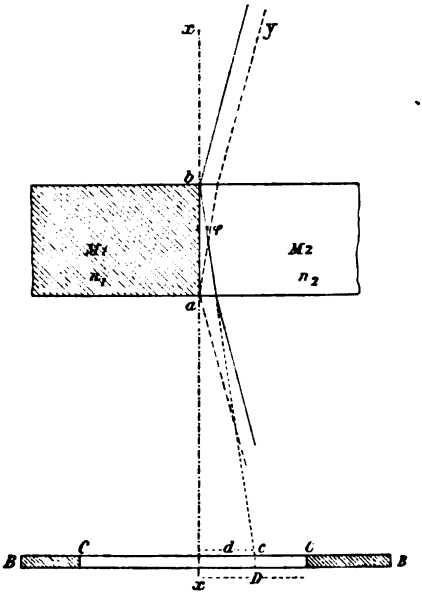
(Mit einer Textfigur.)

Die Methode stützt sich auf die von Prof. Fr. Becke vorgeschlagene und angewandte Beleuchtungsweise, um die stärker brechenden Minerale von den weniger brechenden in den Dünnschliffen zu unterscheiden. — Wenn man eine über oder unter dem Polarisator eines Mikroskopes gelegene, centrale Iris-Blende zur Verfügung hat, mittelst welcher man im Stande ist, beliebig den Eintritt des Lichtes, das durch den Dünnschliff gehen soll, zu reguliren, beobachtet man, wie bekannt, einen hellen Streifen auf der Seite des stärker brechenden Minerales, wenn man das Objectiv etwas hebt, und einen dunkleren Streifen auf der Seite des weniger brechenden Minerales. Infolge dessen erscheint jenes über dieses etwas erhaben. Die Erscheinung ist deutlicher, wenn an Stelle der Centralblende seitliche oder schiefe Beleuchtung angewandt wird, wie Prof. Becke selbst angegeben hat. Aber dabei ist zu bemerken, dass das Relief nicht erscheint, wenn das Feld zu viel beleuchtet wird, und es wird Jedermann beobachtet haben, dass das genannte Relief oder der helle Streifen um so deutlicher wahrnehmbar ist, je grösser der Unterschied zwischen den Brechungsindices der zwei anstossenden Minerale ist. Wenn z. B. bei einer gegebenen Beleuchtung der helle Streifen an der Grenze zweier Minerale (z. B. Anorthit und Leucit) unterscheidbar ist, kann es vorkommen, dass dies an der Grenze zweier anderer Minerale nicht der Fall sei (z. B. Orthoklas und Leucit).

Ich benütze den zur Unterscheidung des an der Anstosstelle von zwei Mineralen entstehenden hellen Streifens gerade noch nöthigen Beleuchtungsgrad, den ich Grenze der Beleuchtung nennen will, um die Differenz zwischen den Brechungsindices der zwei genannten Minerale zu bestimmen.

Digitized by Google

Eine kurze Betrachtung und eine Figur werden die Sache klar machen.



M_1 und M_2 stellen in transversalem Schnitte zwei in einem Dünnschliffe gelegene Minerale dar, deren anstossende Fläche $a\,b$ ist, und deren Brechungsindices n_1 und n_2 sind, wobei $n_2 > n_1$.

Das polarisirte Licht kommt von der Oeffnung $CC = 2\,D$ der Irisblende BB her. Die von der Grenzfläche $a\,b$ total reflectirte Lichtmenge wird die in dem Winkel $x\,a\,y$ gelegene sein, worin $\cos\varphi = \frac{n_1}{n_2}$ ist. Sie ist diejenige, welche, indem man das Objectiv hebt, den hellen Streifen in dem stärkerbrechenden Mineral M_2, und durch ihre Abwesenheit auf der entgegengesetzten Seite den dunkleren Streifen in dem wenig brechenden Minerale M_1 bestimmt.

Die in dem Bündel $x\,a\,y$ enthaltenen Lichtstrahlen kommen selbstverständlich nicht von der ganzen Irisblende-Oeffnung, sondern nur von einem Theil derselben, d. h. von einer Oeffnung, deren Halbmesser d ist, wenn dies so bestimmt wird, dass man den durch den Punkt b gehenden und mit $a\,b$ den Winkel φ einschliessenden Lichtstrahl bis auf die Irisblende verlängert. Daher ist nur das von

Digitized by Google

einer die Oeffnung d besitzenden Irisblende herkommende Licht dasjenige, welches den hellen Streifen in dem stärker brechenden Minerale erzeugt. Ich bezeichne mit J_1 die Intensität dieses Lichtes, welches sich zu d^2 direct verhält. J sei die Intensität des Feldes, welche zu D^2 sich direct verhalten wird. Das Verhältnis zwischen der Intensität J_1 und der Intensität J, d. h.

$$1. \quad \frac{J_1}{J} = \frac{d^2}{D^2}$$

wird einen bestimmten Wert haben, und wird nie unter eine bestimmte Grenze sinken dürfen, wenn man will, dass das Auge das über das Licht J gelegte Licht J_1 zu unterscheiden vermag. Dieses Verhältnis, welches nicht gegeben ist und auch nicht gegeben zu sein braucht, nenne ich i. Der Halbmesser d ist zu $\sin\varphi$ direct proportional. Wir werden also haben:

$$d^2 = k \frac{n_2^2 - n_1^2}{n_2^2} = k \frac{(n_2 - n_1)(n_2 + n_1)}{n_2^2}.$$

Bemerken wir, dass eine kleine Variation in $n_2 + n_1$ und in n_2^2 keinen merklichen Einfluss auf d^2 haben kann. Es ist daher erlaubt zu schreiben

$$d^2 = k (n_2 - n_1)$$

für die verschiedenen zu vergleichenden Minerale. Somit wird man aus 1.

$$i = \frac{k (n_2 - n_1)}{D^2}$$

haben, oder $(n_2 - n_1) = \lambda D^2$,

wo λ eine noch zu bestimmende Constante bedeutet.

Der Unterschied des Lichtbrechungsindices zweier in einem Dünnschliffe anstossender Minerale verhält sich wie das Quadrat der Oeffnung der Irisblende an der Grenze der Beleuchtung des Feldes.

Diese Bedingung sagt vorerst, dass, wenn das Lichtbrechungsvermögen eines Minerales gegeben ist, auch dasjenige des mit ihm in Berührung kommenden Minerales bestimmbar ist, sobald die Oeffnung der Irisblende an der Beleuchtungsgrenze des Feldes, um den hellen Streifen zu unterscheiden, bekannt ist.

Und nun sehen wir, wie man in der Praxis vorzugehen hat.

Die erste Frage ist die Bestimmung der Constanten λ. Das bewirkt man mit Hilfe von Mineralen, deren Lichtbrechungsvermögen bekannt ist.

Digitized by Google

Nehmen wir z. B. an, wir hätten in dem Canadabalsam senkrecht auf die optische Axe geschnittenen Apatit. Das Lichtbrechungsvermögen dieses ist $n_2 = 1{\cdot}638$, jenes $n_1 = 1{\cdot}549$. Man hebe das Objectiv etwas, und man schliesse nach und nach die Irisblende, bis der helle Streifen im Apatit an der Grenze des Canadabalsams erscheint. Die Oeffnung der Irisblende ist in diesem Falle $D = 15$ Millimeter. [1])

Wir haben

$$\lambda = \frac{1{\cdot}638 - 1{\cdot}549}{15^2} = 0{\cdot}00039.$$

In demselben Dünnschliffe habe ich einen parallel zu (010) geschnittenen Pyroxenkrystall, welcher ebenfalls im Canadabalsam eingeschlossen ist.

Die Richtung γ macht mit c einen 46° betragenden Winkel. Ich bestimme zuerst γ, nachher α. Zu diesem Zwecke wird die Richtung γ parallel zu dem unteren Nicol gestellt. Nun schliesse ich nach und nach die Irisblende, bis der helle Streifen im Pyroxen deutlich bemerkbar ist. Die Oeffnung der Irisblende ist in diesem Falle $D = 20{\cdot}5$ Millimeter.

Wir werden wie vorher haben:

$$\frac{\gamma - 1{\cdot}549}{20{\cdot}5^2} = 0{\cdot}00039$$

und daraus $\gamma = 1{\cdot}549 + 0{\cdot}164 = 1{\cdot}713.$

Man dreht nun das Präparat um 90° und man bestimmt wieder die dazu nöthige Oeffnung der Irisblende, welche $D = 19$ Millimeter ist. Somit hat man

$$\frac{\alpha - 1{\cdot}549}{19^2} = 0{\cdot}00039$$

und daraus $\alpha = 1{\cdot}549 + 0{\cdot}141 = 1{\cdot}690.$

Um die Constante λ zu bestimmen, bediene ich mich auch, und mit Vortheil, eines parallel zur Spaltung (010) geschnittenen Dünnschliffes von Aragonit, dessen wohlbekannte Lichtbrechungsindices für die D-Linie $\alpha = 1{\cdot}530$ und $\beta = 1{\cdot}682$ sind, und folglich $\beta - \alpha = 0{\cdot}152$ ist. Dieser Dünnschliff wird an der Grenzfläche mit dem Canadabalsam den hellen Streifen bald bei der einen, bald bei der andern Beleuchtungsgrenze zeigen, je nachdem c oder a des Dünnschliffes

[1]) Ich benütze eine vor dem Spiegel des Mikroskopes angebrachte Abblendung.

Digitized by Google

parallel zur Polarisations-Ebene des unteren Nicols gestellt wird. Wenn man mit d_1 und d_2 die verschiedenen Oeffnungen der Irisblende für die bezüglichen Stellungen des Aragonit-Dünnschliffes bezeichet, und wenn n_1 wie früher den Brechungsindices des Canadabalsams bedeutet, bekommen wir

$$\alpha - n_1 = d_1^2 \,.\, \lambda$$

$$\beta - n_1 = d_2^2 \,.\, \lambda$$

woraus $$\beta - \alpha = 0{\cdot}152 = (d_2^2 - d_1^2)\,\lambda$$

oder $$\lambda = \frac{0{\cdot}152}{d_2^2 - d_1^2}$$

wenn der Brechungsindices des Canadabalsams kleiner ist als 1·530. im umgekehrten Falle wird

$$\lambda = \frac{0{\cdot}152}{d_2^2 + d_1^2}$$

Andere Beispiele sind, glaube ich, nicht nothwendig.

Diese Methode versichert die 3. Decimalstelle, sobald das Auge genügend geübt ist; sie ist allen bisher angewandten Methoden vorzuziehen, theils wegen ihrer Einfachheit, theils weil es nicht nöthig ist, die Dicke des Dünnschliffes zu kennen.

Ich bin darauf gekommen, bei dem Versuch die sehr dünnen, in Leucitkrystallen vorkommenden Einschlüsse der Laven des Hernikер-Gebietes (Prov. Rom) zu bestimmen. Solche äusserst dünne Pyroxen- und Apatit-Einschlüsse vermögen keine Polarisationsfarben zu geben, so dass jede Untersuchung der optischen Charaktere, ausgenommen das Lichtbrechungsvermögen, scheitern muss.

Ebenso wie man den Unterschied der Lichtbrechungsindices zweier anstossenden Minerale bestimmen kann, indem man die Oeffnung der Irisblende nach und nach schliesst, kann man denselben Zweck erreichen, indem man die Oeffnung der Irisblende unverändert lässt und mehr oder weniger schiefes Licht anwendet, je nach der Grösse des Unterschiedes der Lichtbrechungsindices.

Digitized by Google

X. Gesteine der Columbretes.

Von **F. Becke.**

(Mit einer Taf. III und 1 Textfigur.)

Zu Anfang der Neunziger-Jahre besuchte Se. kaiserl. Hoheit der Herr Erzherzog Ludwig Salvator die kleine Inselgruppe der Columbretes an der Ostküste von Spanien und legte seine Beobachtungen über Bodengestalt, Klima, Fauna und Flora der selten besuchten Felseneilande in einem Prachtwerke[1]) nieder.

Schreiber dieser Zeilen war mit der petrographischen Untersuchung der von Sr. kaiserl. Hoheit gesammelten Gesteine betraut worden, deren Beschreibung dem erwähnten Prachtbande einverleibt ist.

Da die Untersuchung der Gesteine einige interessante Thatsachen ergab, und da die Gesteine der Inselgruppe bisher nur unvollkommen bekannt waren, glaube ich, die Veröffentlichung der Ergebnisse in diesen Mittheilungen rechtfertigen zu können.

Einleitung.

Die Columbretes sind eine kleine Gruppe vulcanischer Felseninseln in einer Entfernung von circa 55 Kilometern von der Ostküste von Spanien gelegen unter 0° 42′ östlicher Länge von Greenwich und 39° 50′ nördlicher Breite.

Die grösste und am weitesten gegen Nordosten vorgeschobene dieser Inseln Columbrete grande bildet mit den Klippen El Mascarat, Señoreta und Mancolibre einen wohlerhaltenen Krater von elliptischem Umriss und in der Richtung NO.—SW. gestrecktem längeren Durchmesser. Im Nordosten fehlt etwa ein Viertel des Kraterwalles, welcher in den erhaltenen Theilen aus quaquaversal geschichtetem palagonitischen Tuff mit eingelagerten Bruchstücken compacten Feldspathbasaltes besteht. Die erwähnten Klippen

[1]) Columbretes. Prag, Verlag und Druck von H. Mercy. Verfasser nicht genannt.

Digitized by Google

und der südliche Theil der Hauptinsel tragen die Ueberreste einer sehr blasig-schlackigen Lavadecke. Auf dem nördlichen und höchsten Theile des Kraterrandes steht ein Leuchtthurm und ein meteorologisches Observatorium. Das Wartepersonal dieser Anstalten sind die einzigen ständigen Bewohner der Insel.

Etwas westlich und südlich von diesem erloschenen basaltischen Vulcan liegen in einer fast genau N.—S. gerichteten Reihe die gänzlich unbewohnten Inseln Ferrera, Forodada und El Bergantin, jede von mehreren kleineren Klippen und Eilanden begleitet. Diese Felseninseln stellen offenbar die Ueberreste einstiger grösserer vulcanischer Berge oder Inseln dar. Sie bestehen aus trachytischem Material, und zwar nach den mir vorliegenden Stücken grösstentheils aus trachytischen Laven; Kraterformen sind nach den naturgetreuen Abbildungen des erwähnten Prachtwerkes nicht zu erkennen. Die südlichste dieser Klippen: El Bergantin, ist eine thurmförmige 32 Meter hohe mit senkrechten Wänden sich erhebende Klippe. Forodada zeigt sanften Abfall nach West, steile Felswände nach Ost, wo noch mehrere kleinere Inseln und Klippen vorgelagert sind, und eine ähnliche Configuration besitzt die Insel Ferrera, der östlich die kleine Insel Bauzá vorlagert.

Die Gesteine der Hauptinsel wurden nach von dritter Hand gesammelten Handstücken beschrieben von P. Vicent.[1]) Er bestimmte die Basaltlava als Feldspathbasalt und beschäftigte sich eingehend mit den Tuffen, die er als Palagonittuff bezeichnete.

Die vorliegenden Handstücke gehören zum grössten Theil echt vulcanischen Gesteinsarten an, wie man sie an thätigen oder kürzlich erloschenen Vulcanen zu finden gewohnt ist. Die Mehrzahl hat den Charakter poröser, schaumiger, schlackiger Gebilde, wie sie am häufigsten als lose Auswürflinge oder auch als Oberflächenbildungen von Lavaströmen vorkommen. Nur wenige bestehen aus compactem Gestein; diese kommen grösstentheils in der Form von Bruchstücken im Tuff vor. Viele Stücke gehören als cementirte Anhäufungen loser Auswürflinge in die Abtheilung der Tuffe, nur wenige lassen eine Beimengung normaler Kalksedimente erkennen. Abgesehen von diesen Unterschieden, gliedern sich die vorliegenden Proben nach ihrem

[1]) Notice lithologique sur les Iles Columbretas par le R. P. Anton Vicent, S. J. Extrait de la Société scientifique de Bruxelles. IX, 1885—1886, pag. 105—118.

Digitized by Google

chemisch-mineralogischen Bestand in zwei Gruppen, die, soweit das vorliegende Material in Betracht kommt, streng geschieden und durch Uebergänge nicht verknüpft sind.

Die eine dieser Gruppen, welche eine grössere Mannigfaltigkeit erkennen lässt, ist durch den Reichthum an weissen Feldspath-(Sanidin-)Einsprenglingen charakterisirt; diese Gesteine stammen von den Inseln Ferrera, Bauzá, Forodada; das Gestein der Klippe El Bergantin, welches in der vorliegenden Sammlung nicht vertreten ist, dürfte nach den Beschreibungen des erwähnten Prachtwerkes ebenfalls dieser Gruppe angehören, so dass der ganze N—S. streichende Klippenzug im Südwesten der Hauptinsel aus diesen Sanidingesteinen besteht. Die Gesteine dieses Zuges haben trachytischen Habitus, stellen aber keinen reinen Typus dar, sondern bilden eine Serie nahe verwandter Gesteine, welche zwischen der SiO_2-reicheren Trachyt-Andesit-Serie und der SiO_2-ärmeren Phonolith-Tephrit-Serie eine Mittelstellung einnehmen, chemisch sich mehr der letzteren anschliessen, durch den makroskopisch auffallend hervortretenden Sanidingehalt aber die Verwandtschaft zur Trachytgruppe bekunden.

Die andere Gruppe umfasst schwarze Gesteine, in deren Gefüge Olivin- und Augitkrystalle hervortreten: Basalte, sowie zugehörige Tuffe. Sie stammen — mit einer einzigen Ausnahme — von der Hauptinsel und den benachbarten Klippen.

1. Die trachytischen Gesteine des westlichen Klippenzuges.

Diese Gesteine sind sämmtlich durch das reichliche Auftreten von Einsprenglingen eines glasigen monoklinen Alkalifeldspathes (Sanidin) ausgezeichnet. Er findet sich in stark rissigen Körnern und Krystallen mit gerundeten Kanten, die von Absonderungsflächen durchzogen sind, welche beiläufig der Querfläche parallel gehen. Die Spaltbarkeit ist sehr undeutlich. Die einzelnen Körner erreichen bis 1 Centimeter Grösse; es kommen aber auch haselnussgrosse Aggregate solcher Körner vor. Mit der Gesteinsmasse hängen sie meist nur lose zusammen.

Die optischen Eigenschaften sind die folgenden: In Platten nach M wird die Auslöschungsschiefe gegen die Kante M/P gleich

Digitized by Google

+ 7° gefunden, etwas kleiner für rothes Licht als für blaues. Die Ebene der optischen Axen liegt normal zur Symmetrieebene. Der Winkel der optischen Axen gemessen in Platten parallel der Absonderung nach der Querfläche ist ziemlich klein ($2E = 45° \ldots 58°$, ähnliche Platten des Sanidin vom Drachenfels gaben $2E = 72°$). Die Dispersion um die erste Mittellinie a ist $\varrho > v$, gleichzeitig horizontal entsprechend der oben angegebenen Dispersion der Auslöschungsrichtungen.

Das specifische Gewicht schwankt innerhalb der Grenzen 2·58 bis 2·63. Die reinsten Proben gaben Werte, die der oberen Grenze nahe liegen, die niedrigeren fanden sich bei etwas trüben Splittern und sind somit durch die mikroskopisch erkennbaren Gasporen bedingt.

Die mikro-chemische Untersuchung ergab neben der Kaliumreaction einen beträchtlichen Gehalt an Natrium und einen deutlich nachweisbaren an Calcium. Trotz dieser an Anorthoklas erinnernden Eigenschaften zeigen auch die dünnsten Schliffe keine bemerkbare Zwillingsstreifung, sondern löschen einheitlich aus. Gegen die Zuweisung zu Förstner's Natronorthoklas spricht die nicht sehr hohe Auslöschungsschiefe auf *M*. Im Zusammenhalt mit dem hohen specifischen Gewicht könnte das optische Verhalten zu der Vermuthung führen, dass hier dem Kalifeldspath ein calciumreicherer Kalknatronfeldspath beigemischt sei. Im folgenden möge dieser Feldspath kurz als Sanidin bezeichnet werden, mit dem er optisch, unter anderem auch im niedrigen Lichtbrechungsvermögen übereinstimmt.

Die Sanidine der verschiedenen untersuchten Gesteinsvarietäten zeigen keine merklichen Unterschiede und stimmen auch in der grossen Reinheit der Substanz überein, derzufolge fremde Einschlüsse mit Ausnahme kleiner reihenweise angeordneter Gasporen völlig fehlen.

Von den übrigen Gemengtheilen gibt der Plagioklas zu besonderen Bemerkungen keinen Anlass.

Eine dunkle basaltische Hornblende und ein entweder grünlichgrauer, häufiger aber gelber Augit sind sehr verbreitet.

Die erstere ist meist stark magmatisch corrodirt; am besten ist sie erhalten in homöogenen Einschlüssen in einem Gestein von Ferrera und Bauzá. Hier tritt sie in Individuen auf, die von mikro-

Digitized by Google

skopischer Kleinheit bis zu $^1/_2$—1 Millimeter langen Nadeln heranwachsen.

Die Auslöschungsschiefe cc ist sehr klein, und c weicht auf 010 im Uhrzeigersinn von der Verticalaxe[1]) ab. In den häufigen Fällen, wo mit der Hornblende Augit parallel verwachsen ist, liegt die Elasticitätsaxe c des Augit nach der entgegengesetzten Seite, wie die hier gegebene Figur erkennen lässt.

Diese Hornblende hat ziemlich grossen Axenwinkel bei negativem Charakter der Doppelbrechung. Die Bilder zeigen $\varrho < v$ um a und deutliche geneigte Dispersion an. Bei einiger Aufmerksamkeit kann man die hieraus folgende Dispersion der Mittellinien in Schnitten (010) an den Farbengegensätzen erkennen, die sich beim Herausdrehen aus der Dunkelstellung ergeben. Aus diesen Farbenerscheinungen muss man folgern, dass $cc_v > cc_\varrho$.

Meines Wissens ist eine Hornblende mit dieser Orientirung noch nicht beschrieben worden. Die basaltische Hornblende aus Basalttuff von Böhmen zeigt gleichfalls starke Dispersion der Mittellinien, aber in Schnitten 010 weicht c um einige Grade nach vorne (entgegen dem Uhrzeigersinn) ab, und nach den Farbenerscheinungen zu beiden Seiten der Dunkelstellung ist $cc_v < cc_\varrho$.

Dieselbe Orientirung gibt auch Hornblende aus dem porphyrartigen Phonolith von Rongstock und aus dem trachytischen Phonolith vom hohen Hain, welche letztere Blumrich in der Arbeit über die Phonolithe des Friedländer Bezirkes[2]) beschrieben hat.

In diesen Fällen neigt c der Hornblende nach derselben Seite wie c des damit parallel verwachsenen Augites. Wenn wir die Hornblende nach dem Vorschlage von Tschermak so aufstellen, wie die parallele Verwachsung mit Augit verlangt, ergibt sich daher, dass bei basaltischen Hornblenden entweder:

cc negativ . . . $cc_\varrho > cc_v$ oder
cc positiv . . . $cc_\varrho < cc_v$.

---

[1]) Aufstellung nach Tschermak, $p = \bar{1}01$.

[2]) Diese Mitth. XIII, pag. 491, 1892.

Digitized by Google

Ersteres scheint häufig vorzukommen, für letztere Orientirung ist die Hornblende der Columbretes-Gesteine bis jetzt das einzige mir bekannte Beispiel.

Diese Hornblende ist stark pleochroitisch:

c rothbraun, b braunroth, a honiggelb

$$c \geqq b > a.$$

Bisweilen nehmen die Farbentöne eine mehr graubraune Nuance an. Dann ist auch der mitvorkommende Augit grün oder grau gefärbt. In den Handstücken mit schön rothbrauner Hornblende ist dagegen der Augit gelb.

Die Intensität der Färbung nimmt gegen aussen zu. Doch scheint dies mehr mit der corrodirenden Einwirkung des Magmas als mit isomorpher Schichtung zusammenzuhängen, da mit der Zunahme der Färbung eine sich rasch steigernde Trübung und Abnahme der Doppelbrechung einhergeht.

Letztere ist sehr hoch. In einem tauglichen Schnitt nahezu $\perp b$ wurde mit dem Babinet'schen Compensator bestimmt

$$\gamma - \alpha = 0{\cdot}046.$$

Der Winkel der optischen Axen $2V$ wurde mit der Klein'schen Lupe beiläufig zu 80° bestimmt.

Diese Hornblende fehlt in keinem der trachytischen Gesteine unter den älteren Ausscheidungen; in den dunkel gefärbten ist sie reichlich vorhanden, aber zumeist corrodirt und in ein Aggregat von Augit und Magnetit verwandelt. In demselben treten bisweilen auch stark doppelbrechende intensiv rothbraune Körner auf, deren Deutung unsicher ist (ob Cossyrit?).

Augit fehlt keinem der untersuchten Gesteine; er ist durch sehr hohe, 70° bisweilen überschreitende Auslöschungsschiefe, sehr starke Dispersion der Mittellinien nach dem Schema $cc_\varrho < cc_\upsilon$ ausgezeichnet.

Von dem in phonolithischen Trachyten und Phonolithen verbreiteten Aegirinaugiten unterscheiden ihn die mehr gelbe als grüne Farbe, ferner ein ganz anderer Charakter der Zonenstructur.

Man kann als Regel aufstellen, dass in den Phonolith-Augiten die Tiefe der Färbung, die Auslöschungsschiefe cc und die Stärke der Doppelbrechung nach aussen zunehmen. An den gelben Columbretes-Augiten verhält sich dies alles umgekehrt: auf einen dunkleren Kern folgt eine lichtere Hülle mit abnehmender Aus-

Digitized by Google

löschungsschiefe und schwacher Doppelbrechung ($\gamma - \alpha$ im Kern 0·026, in der Hülle 0·018).

Dieser gelbe Augit dürfte mit dem vieler Trachyte vom Ponza-Typus identisch sein. Ueber seine chemische Natur sind nur Vermuthungen erlaubt. Er dürfte ziemlich reich an Thonerde und Natron und nicht sehr kieselsäurereich sein, ähnlich wie der von Doelter[1]) aus dem Phonolith von Praya isolirte Augit.

An eine Isolirung der meist nur in winzigen Individuen in der Grundmasse eingewachsenen Augite war leider nicht zu denken.

Als ein hervorstechender Zug in der mineralogischen Zusammensetzung der trachytischen Columbretes-Gesteine ist der vollständige Mangel an Biotit hervorzuheben.

Die vorliegenden Handstücke lassen sich in drei Gruppen bringen:

a) Sehr lichte ziemlich compacte Gesteine mit grossem Reichthum an Sanidin-Einsprenglingen, echt trachytischem Habitus. Dieser Typus ist nur in wenigen Handstücken von der Insel Forodada vertreten; die chemische Untersuchung lehrte, dass diese Gesteine trotz des trachytischen Habitus in der Grundmasse in ziemlicher Menge ein durch Salzsäure zersetzbares Thonerde-Natron-Silicat enthalten; dementsprechend werden sie hier als trachytischer Phonolith aufgeführt.

b) Aschgraue compacte, bisweilen etwas zerreibliche, fast holokrystalline Gesteine, in deren Gefüge Sanidin-Einsprenglinge etwas spärlicher auftreten; sie sind hier aus Gründen, die weiterhin entwickelt werden, als tephritische Trachyte aufgeführt. Sie stammen von den Inseln Ferrera und Bauzá und enthalten häufig schlackig poröse dunkle Einschlüsse.

c) Von der Insel Forodada stammen Stücke einer glasreichen, im compacten Zustande schwarzgrauen, im schlackigen Zustande ziegelrothen trachytischen Lava, welche sich chemisch nur wenig von den tephritischen Trachyten unterscheidet, und als deren vitrophyrische Ausbildung angesehen werden kann.

---

[1]) C. Doelter, Zur Kenntniss der vulcanischen Gesteine und Mineralien der Capverd'schen Inseln. Graz 1882, pag. 26.

Digitized by Google

a) Hellgrauer trachytischer Phonolith von Forodada.[1])

Von diesem Gestein, welches den typischen Trachyten im Habitus nahe steht, lagen nur zwei Handstücke vor. In der hell gelblichgrau gefärbten rauhen porösen Grundmasse erkennt man zahlreiche wasserhelle Sanidine, spärlich schwarze Prismen von kleinen Dimensionen (im Mittel 1 Millimeter lang, 0·2 Millimeter breit), die erst durch das Mikroskop als Hornblende erkannt werden können.

Im Dünnschliff gewahrt man zahlreiche Durchschnitte von Sanidin in gerundeten, wie abgeschmolzen aussehenden Formen. Krystallgestalt ist kaum angedeutet. Daneben finden sich zahlreiche, aber meist kleinere Plagioklaskrystalle mit scharf entwickelter Krystallform, die nach der Methode conjugirter Auslöschungsschiefen optisch als Andesin bestimmt wurden. Kleine Einsprenglinge gaben auch die niederen Auslöschungszahlen des Oligoklases. Sehr selten finden sich Plagioklaskrystalle, welche in der Grösse den Sanidinen nahe kommen, und bei diesen zeigte der Kern das Verhalten eines sauren Labradors. So gaben in einem derartigen Krystall die vier Individuen eines Doppelzwillings die Auslöschungsschiefen

1	18°
1¹	16°
2	23°
2¹	27°

Bei den kleineren Krystallen ist die Zonenstructur schwach ausgeprägt.

[1]) In dem öfter citirten Werke habe ich das Gestein auf Grund der mikroskopischen Untersuchung als Trachyt bezeichnet. Die chemische Analyse, welche einen auffallend niedrigen Kieselsäuregehalt ergab, lag nicht vor, als ich meine Beschreibung verfasste; sie wurde erst während des Druckes eingeschaltet. Durch die Ergebnisse der Analyse aufmerksam gemacht, welche bei jeder Art von Berechnung auf das Vorhandensein eines kieselsäurearmen Alkali-Thonerde-Silicates hinwies, wiederholte ich mit grosser Sorgfalt meine mikroskopischen Beobachtungen. Ich konnte aber auch jetzt weder Nephelin, noch Leucit, noch ein Mineral der Sodalithgruppe erkennen. Dass sich aber muthmasslich ein nephelinähnliches Silicat in den allotriomorphen strahligen Partien der Grundmasse verbirgt, wurde durch Aetzversuche und durch eine Partialanalyse des in Säure löslichen Antheils des Gesteins wahrscheinlich gemacht. Der vorliegende Fall zeigt die Grenze der mikroskopischen Methode.

Digitized by Google

Sowohl Sanidin als Plagioklas haben einen schmalen, einschlussreichen, scharf abgesetzten Saum, der aus Feldspathsubstanz besteht, die nur weniges stärker lichtbrechend ist als der Sanidin, dagegen merklich schwächer lichtbrechend als die äussersten Schichten der Plagioklaskrystalle. Um die Sanidine ist diese ausgezackte mit der Grundmasse verzahnte Hülle merklich breiter als um die Plagioklase. In der Orientirung weicht dieser Saum stets um mehrere Grade von dem umhüllten Feldspath ab, mag derselbe Sanidin oder Plagioklas sein. Diese Säume stimmen in Bezug auf Aussehen und Lichtbrechung überein mit dem zuletzt erstarrten Feldspathbestandtheil der Grundmasse.

Einsprenglinge von dunkelbrauner basaltischer Hornblende, welche die bekannten aus Augitkryställchen und dunklen Körnchen bestehenden Corrosionsrinden erkennen lässt, sind in ziemlicher Menge vorhanden.

Seltener als die Hornblende findet sich Augit in grösseren Krystallen; sie sind von beiden Pinakoiden (vorwaltend), dem Prisma und der gewöhnlichen Pyramide begrenzt; bisweilen waltet die Querfläche etwas vor. Spaltbarkeit deutlich nach dem Prisma, undeutlich nach der Längsfläche. Die Farbe ist grünlich- bis honiggelb mit merklichem Pleochroismus in dem intensiver gefärbten Kern:

a hellhoniggelb, b gelblichgrün, c dunkelhoniggelb

$$b > c > a$$

In der schmalen heller gefärbten Hülle sind die Absorptionsunterschiede unmerklich. Die Auslöschungsschiefe cc erreicht Werte bis 70° und darüber; sie ist für rothes Licht merklich kleiner als für blaues; für den dunklen Kern ist sie grösser als für die blasse Hülle. Die der Verticalaxe c näher liegende Axe B zeigt sehr starke Dispersion $\varrho > v$ um die positive Mittellinie.

Als accessorische Gemengtheile finden sich blassgelbe Titanitkrystalle, die von einer dunklen Erzkruste umgeben sind, ferner bräunlich oder schwärzlich bestaubte Apatitsäulen.

Die Grundmasse des Gesteins besteht aus Mikrolithen von Oligoklas, aus kleinen unvollkommen idiomorphen blassgelben Augitkryställchen, aus zahlreichen Magnetitkörnchen, welche letztere Bestandtheile Pseudomorphosen nach Hornblende bilden. Diese Gebilde liegen in einer farblosen Masse eingebettet, welche in ihrer Lichtbrechung mit dem Saum der Feldspathe übereinstimmt, und im

Digitized by Google

polarisirten Licht sich aus einem sehr feinkörnig strahligen Aggregat zusammengesetzt erweist, dessen Bestandtheile schwächer doppelbrechend sind als die Oligoklasmikrolithen. Die einzelnen Leistchen haben gerade oder schwach schiefe Auslöschung. Bei der ersten Untersuchung hielt ich sie für Sanidin. Es muss sich aber in diesen ungemein fein struirten Aggregaten ziemlich viel Nephelin verstecken, wenngleich die sorgsamste Untersuchung keine Nephelin-, ebensowenig Leucit- oder Noseanformen erkennen liess. Dass hier ein vermuthlich dem Nephelin zuzuweisendes Mineral verborgen ist, beweist die chemische Bauschanalyse, ebenso auch mikrochemische Versuche.

Nach Behandlung des Schliffes mit Salzsäure bildeten sich in dem eintrocknenden Tropfen reichlich Chlornatriumwürfel; die Lösung gab nur schwache Kalium-, sehr schwache *Ca*-Reaction; dagegen lieferte Behandlung mit Cäsiumsalz eine reichliche Reaction auf Thonerde. Versuche, mit Fuchsin zu tingiren, ergaben zwar das Vorhandensein von gelatinöser Kieselsäure auf der geätzten Schlifffläche, allein die Präparate machten mehr den Eindruck, als ob eine formlose Zwischensubstanz zwischen den nun allenthalben deutlich hervortretenden Feldspathstrahlen sich gefärbt habe; deutliche, auf Nephelinformen beziehbare gefärbte Durchschnitte waren nicht zu beobachten.

Danach muss man wohl diese feinkörnigen Partien der Grundmasse, welche einen sehr beträchtlichen Antheil derselben ausmachen, für ein allotriomorphes Gemenge von Sanidin und Nephelin halten.

Bemerkenswert ist noch, dass Unterschiede der Lichtbrechung auch bei sorgfältigster Untersuchung zwischen den Componenten der Grundmasse nicht zu bemerken sind, ebensowenig zwischen dieser und dem zackigen Saum der Feldspatheinsprenglinge.

Um so auffallender treten stellenweise sehr schwach lichtbrechende isotrope Stellen hervor, welche Zwickel zwischen den Feldspathleisten oder ganz unregelmässige Räume einnehmen. Ich glaube darin Reste von Glasbasis sehen zu dürfen. Sie werden von Salzsäure leicht zersetzt.

Aehnlich schwach lichtbrechende isotrope Partien ragten krystallähnlich in Hohlräume des Gesteins vor. Sie kamen in verschwindend geringer Menge vor und entzogen sich dadurch genauerer Bestimmung (Analcim?).

Digitized by Google

Eine Analyse dieses Gesteins wurde von Herrn R. Pfohl, Assistent am chemischen Laboratorium der höheren landwirthschaftlichen Lehranstalt in Liebwerd bei Tetschen a. d. Elbe, ausgeführt. Das Analysenmaterial wurde bei 110° C. getrocknet. Der kleine Gehalt an Chlor und Schwefelsäure wurde im wässerigen Auszug des Gesteines bestimmt; er ist an *Na*, *Ca*, *Mg* gebunden, in Spuren konnte *K* und eine sehr schwache Spur Salpetersäure nachgewiesen werden.

Dieser Salzgehalt ist auf die Imprägnation mit Meersalz zurückzuführen; er fand sich in gleicher Weise auch bei den anderen Gesteinen.

Das specifische Gewicht wurde in Xylol bestimmt.

Hellgrauer trachytischer Phonolith von Forodada:

SiO_2	55·93%
TiO_2	0·42 „
Al_2O_3	21·83 „
Fe_2O_3	3·62 „
FeO	0·34 „
MgO	0·61 „
CaO	2 54 „
Na_2O	7·84 „
K_2O	6·01 „
H_2O	0·72 „
P_2O_5	0·22 „
CO_2	0·03 „
Cl	0·51 „
SO_3	0·08 „
	100·70%
Specifisches Gewicht	2·62

Der niedere Kieselsäuregehalt, der Reichthum an Thonerde und Alkalien nähert dieses Gestein unverkennbar den φ-Magmen Rosenbusch's. Der Kieselsäuregehalt reicht bei weitem nicht aus, um die Alkalien und die Thonerde in Feldspathmolecülen zu binden; es muss also ein Theil der Alkalien in SiO_2-ärmeren Verbindungen stecken. Nach den optischen Eigenschaften wird man zunächst auf einen *Na*-haltigen Pyroxen schliessen dürfen; auch der Ampbibol dürfte *Na*-haltig sein.

Digitized by Google

Indessen bleibt auch bei einem Versuch der Berechnung nach diesem Gesichtspunkt noch ein bedeutender Ueberschuss an Thonerde und Alkalien. Die Aetzversuche lehren auch, dass ein durch Salzsäure zersetzbares an Thonerde und Natrium reiches Mineral vorhanden ist.

Es schien von Interesse, die Menge dieses zersetzbaren Antheiles und dessen Zusammensetzung zu ermitteln.

Das feine Pulver des Gesteins wurde zwei Stunden mit mässig concentrirter Salzsäure auf dem Wasserbade digerirt. Dabei schied sich Kieselsäure in feinen Flocken ab und es zeigte sich ein schwaches Gelatiniren an dem Pulver.

In dem zersetzten Antheil, welcher 38·2 Procent der angewandten Menge betrug, wurde bestimmt:

Kieselsäure	45·03%
Eisen (als Oxyd bestimmt) . . .	5·47 „
Thonerde	26·31 „
Kalkerde	4·70 „

Der Rest bestand aus Alkalien und sehr wenig Magnesia.

Diese Zahlen sind ganz ähnlich, wie sie bei der partiellen Zersetzung der Phonolithe durch Salzsäure gefunden werden.

b) Aschgrauer Trachyt von Ferrera und Bauzá (tephritischer Trachyt).

Diese Gesteine unterscheiden sich von dem Phonolith von Forodada durch die aschgraue Farbe, die compactere Beschaffenheit der Grundmasse. Die bis 1 Centimeter grossen rissigen Sanidine sind etwas seltener als in dem Gestein von Forodada. Ausserdem gewahrt man noch kleine, matte, dunkle Säulchen. Der Beschreibung des mikroskopischen Verhaltens wird ein Handstück von Bauzá zugrunde gelegt, von dem auch eine chemische Analyse ausgeführt wurde.

Im Dünnschliff beobachtet man Sanidine, welche sich wie die im trachytischen Phonolith verhalten, ferner eine ziemlich grosse Zahl kleiner, scharf krystallisirter tafelförmiger Einsprenglinge, welche optisch als Andesin bestimmt wurden: Maximale Auslöschungsschiefe in symmetrischen Schnitten circa 18°; conjugirte Auslöschungsschiefen in Doppelzwillingen:

Digitized by Google

1	+ 1	— 7	— 16	— 2·5
1′	—	+ 9	+ 17	—
2	+ 12	— 6	+ 1·5	— 17·5
2′	— 13	—	—	— 19·5 u. s. f.

Schnitte nach *M* gaben negative Auslöschungsschiefen bis — 5° im Kern umgeben von Zonen, in denen die Auslöschungsschiefe bis 0° abnimmt.

Die matten schwarzen Säulchen erwiesen sich als Pseudomorphosen von Augit und Magnetit in Hornblendeformen; bisweilen umschliessen sie noch einen Rest von Hornblende. Sehr selten sind blassgrüne kleine Augite, die bei einer 50° nicht übersteigenden Auslöschungsschiefe nur unmerkliche Dispersion der Elasticitätsaxen in Schnitten parallel der Längsfläche erkennen lassen. Auch hier zeigt sich ein äusserer, lichter gefärbter Saum mit kleinerer Auslöschungsschiefe.

Accessorisch findet sich Apatit in grau bestaubten Säulchen.

In der Grundmasse des Gesteins erkennt man:

1. scharf begrenzte Mikrolithen von Oligoklas, die ebenso wie die grösseren Einsprenglinge von Andesin öfter eigenthümlich zackige und zerfressene Conturen haben. Die Buchten sind mit einer isotropen schwach lichtbrechenden farblosen Substanz ausgefüllt, die vielleicht als Analcim gedeutet werden darf;

2. winzige fast farblose Augitsäulchen;

3. kleine Magnetitkörnchen.

Die Oligoklasleisten sind durch sehr kleine Auslöschungsschiefe und ihr den Canadabalsam übertreffendes Lichtbrechungsvermögen charakterisirt und durch Grössenübergänge mit den Andesineinsprenglingen verknüpft. Zwischen ihnen finden sich noch viel kleinere, schwächer lichtbrechende, ziemlich gerade auslöschende Leistchen, die ein förmliches Netzwerk bilden und dem Sanidin zuzurechnen sind. Sie umschliessen kleine rundliche bisweilen recht gut als Ikositetraëderdurchschnitte deutbare Leucite, die durch die sehr schwache Lichtbrechung, isotropes Verhalten und durch die charakteristische Anordnung kleinster Einschlüsse erkannt wurden.

Endlich treten ab und zu xenomorphe Flitter von brauner Hornblende und Biotit auf, welche als ganz junge Bildungen der Grundmasse angehören und keine kaustische oder magmatische Corrosion erfahren haben.

Digitized by Google

Das eigenthümliche Verhalten des Gesteins, wonach die Einsprenglingshornblende magmatischer Corrosion zum Opfer fällt, während in der Schlusserstarrung abermals Hornblende gebildet wird, soll im Anhang näher besprochen werden.

In dem sonst sehr ähnlichen Gestein von Ferrera zeigt der Augit die gelbe Färbung und die optischen Eigenschaften wie in dem früher beschriebenen Gestein von Forodada, accessorisch stellt sich Titanit ein, und der Leucitgehalt der Grundmasse ist ein beträchtlich geringerer.

Eine chemische Analyse des Gesteins von Bauzá wurde von Herrn Pfohl mit folgendem Ergebnis durchgeführt:

SiO_2	53·12%
TiO_2	0·25 „
Al_2O_3	20·48 „
Fe_2O_3	5·13 „
FeO	1·50 „
MgO	1·88 „
CaO	4·29 „
Na_2O	6·20 „
K_2O	4·88 „
P_2O_5	0·43 „
Cl	0·28 „
SO_3	0·14 „
H_2O	2·25 „
CO_2	—
	100·59%
Specif. Gewicht	2·674.

Der kleine Gehalt an Cl und SO_3 rührt auch bei diesem wie bei den folgenden Gesteinen von der Imprägnation mit Meersalzen her. Er lässt sich durch Wasser extrahiren und ist an *Ca*, *Mg* und *Na* gebunden. Kein Mineral der Sodalithgruppe ist mikroskopisch nachweisbar, auf welches man diesen Gehalt beziehen könnte.

Homöogene Einschlüsse im Trachyt.

Die Handstücke des aschgrauen Trachytes von Bauzá enthalten kleine, etwa bohnengrosse, jene von Ferrera grössere, in den vorliegenden Stücken etwa faustgrosse, graubraun gefärbte Partien als

Digitized by Google

accessorische Bestandmassen, die meist rundporig oder schlackig aussehen und unregelmässig knollige Gestalt darbieten. Oefter sehen sie wie Bruchstücke oder wie fremde Einschlüsse aus. Von Ferrera liegen mir solche knollige Stücke auch lose vor.

Die Zusammensetzung dieser Massen ist eine höchst eigenthümliche. Sie enthalten dieselben Minerale wie die Trachyte mit Ausnahme des Leucit, aber in einem ganz anderen Mengenverhältnis, und zwar derart, dass die braune basaltische Hornblende und ein dem Labradorit genäherter Andesin an Menge bedeutend über den Alkalifeldspath überwiegen, der vornehmlich nur in der Form grösserer, nicht sehr zahlreicher Einsprenglinge auftritt. Demzufolge weicht die chemische Zusammensetzung sehr stark von der des Hauptgesteins ab und würde etwa einem kieselsäurearmen Andesit entsprechen.

Ich glaube nicht zu fehlen, wenn ich diese Gebilde als homöogene Einschlüsse im Sinne von Lacroix auffasse, als Ausscheidungen der älteren zuerst krystallisirenden Gemengtheile des umschliessenden Trachytes, somit als etwas den basischen Concretionen der Granitite, Tonalite, Diorite u. s. w. Analoges.

Die Schliffe, die aus diesen dunklen Massen hergestellt wurden, lassen nur selten grössere Sanidin-Einsprenglinge erkennen, da dieselben beim Schleifen ungemein leicht ausbröckeln. Sie unterscheiden sich nicht von denen des normalen Gesteins. An einem Spaltblättchen nach *M* wurde + 7° Auslöschungsschiefe und centraler Austritt der Mittellinie c beobachtet. Das specifische Gewicht wurde an einem ausgesucht reinen Korn zu 2·626 bestimmt. Die Grundmasse, in der diese Sanidine liegen, ist fast holokrystallin entwickelt und besteht hauptsächlich aus brauner Hornblende und Plagioklas.

Die Hornblende bildet lange schlanke Prismen von den verschiedensten Dimensionen, von Säulchen, die mit freiem Auge ganz gut wahrgenommen werden, bis zu winzigen Mikrolithen, die nicht einmal 0·1 Millimeter Länge erreichen. In der Prismenzone gut krystallisirt mit etwas vorwaltenden (110)-Flächen sind Endflächen niemals wahrzunehmen. Zwillinge sind selten. Die optischen Eigenschaften sind die einer basaltischen Hornblende; sie liessen sich in den Schliffen dieser Gesteinsvarietät gut studiren.

Die + Auslöschungsschiefe [1]) *cc* ist kleiner als 1°; für blaues Licht etwas grösser als für rothes. Der Winkel der optischen Axen um

[1]) Vergl. oben pag. 159.

Digitized by Google

die negative I. Mittellinie ist $2V = 80^0$ circa. Die Dispersion der Axen ist merklich $\varrho < v$; es ist deutliche geneigte Dispersion vorhanden. Der Pleochroismns sehr kräftig mit den Farben:

a orangegelb, b dunkelbraunroth, c dunkelrothbraun

$$c \geqq b > a.$$

Die Grösse der Doppelbrechung wurde mittelst Babinet'schen Compensators gefunden:

$$\gamma - \alpha = 0{\cdot}046.$$

Die Hornblenden sind ausnahmslos vom Rande her magmatisch corrodirt. Soweit die Hornblendesäulchen in den inneren Feldspathschichten stecken, ist der Corrosionsrand schmal, dicht und für das Mikroskop unauflöslich; soweit die Hornblenden in den äusseren Feldspathschichten eingebettet sind oder in die Zwischenräume zwischen den Plagioklasindividuen hineinragen, ist der Corrosionssaum breit und als Gemenge parallel orientirter hellgefärbter Augitkryställchen und dunkler (Erz-) Körnchen auflösbar. Spärlich finden sich darin rothbraun durchscheinende stark doppelbrechende Flitter.

Augit findet sich in kurzsäulenförmigen selbständigen Krystallen spärlich. Im Querschnitt überwiegen die Pinakoide das Prisma. Am Ende zeigt sich die gewöhnliche Pyramide *s*. Diese Krystalle zeigen einen dunkleren Kern und eine helle Aussenzone. Die Farbe wechselt in den verschiedenen Handstücken zwischen lichtgrün und gelb. Die Auslöschungsschiefe cc ist immer gross; in den gelben Augiten grösser als in den grünen. Bisweilen ist ein der äusseren Hülle ähnlich gefärbter heller einschlussreicher Kern vorhanden. Es ist nicht unwahrscheinlich, dass dieser lichte Kern pseudomorph nach Hornblende ist; die homoaxe Pseudomorphose wächst dann als Augit selbstständig weiter. Die Augite zeigen durchwegs starke Dispersion der Mittellinien und es ist $cc_\varrho < cc_v$. Auffallend schwach ist die Doppelbrechung; an einem gut normal zu b getroffenen Schnitt wurde bestimmt:

für den inneren Kern . . .
für die äussere Hülle . . . $\gamma - \alpha = 0{\cdot}018$

für die mittlere dunkle Zone $\gamma - \alpha = 0{\cdot}027$

Die Augite zeigen keine Sanduhrstructur.

Digitized by Google

Sehr kleine Augitsäulchen sind zwischen den Feldspathleisten angehäuft und spriessen allenthalben in paralleler Stellung aus den Pseudomorphosen nach Hornblende hervor, so dass oft eine continuirliche Rinde von Augit entsteht.

Der Feldspath der Grundmasse erweist sich in den inneren am stärksten lichtbrechenden Theilen als Andesin, der bereits dem Labrador nahe steht, in einigen Fällen dürfte sogar Labrador anzunehmen sein.

Durchschnitte durch Doppelzwillinge gaben folgende Auslöschungsschiefen:

(1)	— 16·5	— 10	+ 4·5	+ 14	— 11·5	— 19·3
(1^1)	+ 15	+ 10	— 4	— 13	+ 11·5	+ 20·8
(2)	— 1·5	— 26	+ 22	+ 0·5	+ 0·5	+ 3·0
(2^1)			— 21			

Diese Zahlen sind zumeist sowohl mit Andesin als mit Labrador vereinbar. Dass ein Feldspath dieser Abtheilung vorliegt, geht auch daraus hervor, dass c erste Mittellinie ist, und dass keine Schnitte vorkommen, in denen eine optische Axe in beiden Lamellensystemen eines Albitzwillings sichtbar würde.

Ein einziger Schnitt wurde gefunden, in dem allerdings nur im Gesichtsfeld des Immersionssystems 10 Fuess in zwei Lamellen, die zwei Individuen (1) und (2^1) nach der Bezeichnung von Michel Lévy entsprachen, je eine Axe sichtbar wurde. Die Entfernung der beiden Axen von einander wurde mit 21° ermittelt; die Stellung der Axenbilder entspricht der Fig. 9 auf pag. 435 meiner Abhandlung über Bestimmung kalkreicher Plagioklase durch die Interferenzbilder von Zwillingen[1]); somit ist $\lambda = + 10^1/_2{}^0$, was beiläufig dem Labrador Ab_3An_4 entsprechen würde.

Dieser Kern ist von breiten Hüllen mit abnehmender Auslöschungsschiefe umgeben. Zwischen diesen Plagioklasstrahlen finden sich xenomorph begrenzte Felder, die die Doppelbrechung der Feldspathe, aber ein merklich schwächeres Lichtbrechungsvermögen besitzen als Canadabalsam. Diese als Sanidin anzusprechende Feldspathsubstanz schliesst sich häufig aussen an die Plagioklasdurchschnitte

[1]) Diese Mittheil. Bd. XIV, pag. 435.

Digitized by Google

an und ist oft darmzottenförmig in der Wachsthumsrichtung von Glasfäden durchzogen. Sie repräsentirt das letzte Erstarrungsproduct, welches somit aus Sanidin besteht.

Hie und da sind auch unregelmässig begrenzte kleine Glaslacunen zu beobachten.

Erzpartikel sind in die Grundmasse reichlich eingestreut und insbesondere mit den Augitprismen verwachsen.

Titanit findet sich als accessorischer Gemengtheil.

Sehr eigenthümlich ist die Structur dieser Gebilde. Die spärlichen, vollkommen einschlussfreien grossen Sanidine erscheinen als älteste Bildung. Ihnen gegenüber spielen die übrigen Componenten die Rolle einer Grundmasse. Unter diesen ist wieder Hornblende der zuerst krystallisirende Gemengtheil; vielleicht bildeten sich gleichzeitig die spärlichen grösseren Augite. Dann begann Plagioklas sich auszuscheiden, und zwar zu einer Zeit, als starke Bewegungen des Magmas nicht mehr stattfanden. Dieser Plagioklas zeigt Neigung, zu roh radialen Büscheln zusammenzutreten; sie zeigen ihre Anordnung erst im polarisirten Licht (vergl. Taf. III, Fig. 4—5). Die Mittelrippen dieser Strahlen bestehen aus Labrador, an den sich gegen aussen saurere Hüllen anlegen. In den Zwickeln zwischen den Feldspathleisten ist nun das Gemenge von Augitsäulchen, Erzpartikeln und schwach lichtbrechender Feldspathsubstanz zusammengedrängt; hier finden sich die glasigen Reste, und soweit die Hornblendesäulen diese Zwickel durchsetzen, sind sie stark pseudomorphosirt, während sie innerhalb der Feldspathstrahlen nur einen schmalen Corrosionsraum zeigen.

Bemerkenswert erscheint es, dass die den Schluss der Gesteinsverfestigung bildenden Alkalifeldspathe hier stark zurücktreten und dass die derselben Periode angehörigen Leucite des aschgrauen Trachytes hier vergeblich gesucht werden.

Die rundlichen Blasenräume dieser accessorischen Bestandmassen sind oft von lebhaft glitzernden winzigen Krystallen besetzt. Die kleinen Dimensionen erschweren die Bestimmung, doch wurde braungrüne Hornblende mit Sicherheit erkannt, Tridymit mit Wahrscheinlichkeit nachgewiesen.

Die chemische Analyse eines solchen dunklen Brockens von Ferrera ergab Herrn Pfohl folgende Zahlen:

Digitized by Google

SiO_2	46·39%
TiO_2	0·72 „
Al_2O_3	19·03 „
Fe_2O_3	9·79 „
FeO	0·96 „
MgO	5·33 „
CaO	7·02 „
Na_2O	5·47 „
K_2O	2·47 „
P_2O_5	0·88 „
Cl	0·38 „
SO_3	0 47 „
CO_2	0·26 „
H_2O	2·04 „
	101·21%
Specif. Gewicht	2·779.

Die Auffassung dieser Gebilde als basische Ausscheidungen des Magmas der aschgrauen Trachyte gibt noch zu folgender Erörterung Anlass: Es ist wohl klar, dass aus einem Magma dieser Zusammensetzung kein Sanidin als erste Krystallisation ausfallen kann. Der Sanidin muss also schon in Krystallen dagewesen sein, ehe die basischen Ausscheidungen sich bildeten, mag man sich nun die Entstehung derselben so vorstellen, dass sich nach der Reihenfolge des Krystallisirens die älteren Gemengtheile des Trachytes concretionsartig vereinigten, oder dass sich Tropfen einer basischeren Schmelze aus dem Gesammtmagma aussonderten, die dann nach der ihnen entsprechenden Krystallisationsfolge auskrystallisirten.

Jedenfalls scheint die Differenzirung im Magma erst eingetreten zu sein, als bereits Krystallisationen eingetreten waren; und diese ältesten Krystallisationen waren Sanidin.

Uebrigens mag hier bemerkt werden, dass mir von Forodada Handstücke vorliegen, die sich im Habitus an den aschgrauen Trachyt anschliessen, aber durch zunehmenden Gehalt an braunen Hornblendenadeln oder Pseudomorphosen nach solchen sich diesen dunklen Aggregaten annähern. Sollten derartige Massen als selbstständige Gesteinsbildungen auftreten, so würden sie wohl einen besonderen Namen verdienen. Ich trage aber Bedenken, einen solchen

Digitized by Google

vorzuschlagen, bevor die Selbständigkeit des geologischen Auftretens nachgewiesen ist.

c) Vitrophyrischer Trachyt von Forodada (tephritische Trachytlava).

Dieses Gestein gleicht im wesentlichen nach der mineralogischen und chemischen Zusammensetzung dem aschgrauen Trachyt von Ferrera, erweist sich aber allerdings in Bezug auf den äusseren Habitus stark verschieden. Dies ist wohl durch die abweichenden Erstarrungsbedingungen verursacht. Die vorliegenden Handstücke haben durchwegs das schlackige poröse Aussehen, wie es der Oberfläche der Lavaströme eigen zu sein pflegt. Vielfach erkennt man die in Fäden ausgezogenen Erstarrungsformen, wie sie für die natürliche Erstarrungsoberfläche geflossener Laven charakteristisch sind. Dabei lassen die Formen unschwer erkennen, dass es sich um ziemlich zähflüssige Massen gehandelt haben muss; die Schmelzfäden sind kurz und reissen nach kurzer Erstreckung ab.

Eigenthümlich ist ferner allen diesen Gesteinen die schwarzbraune oder dunkelziegelrothe Farbe. Die compacten Stücke sind schwarz, die schaumigen, schlackigen, porösen ziegelroth. Dieselben Beziehungen kehren bei den roth- und schwarzgeflammten Stücken wieder. Die rothe Farbe ist mit der schaumigen Aufblähung des Gesteines ursächlich verknüpft.[1])

In Bezug auf die als Einsprenglinge hervortretenden Gemengtheile herrscht Uebereinstimmung mit dem Gesteine von Ferrera:

Sanidin. Dieser gleicht in Bezug auf Mangel einer deutlichen Form-Entwicklung, gerundete Contouren, Reinheit von fremden Einschlüssen völlig dem Sanidin des trachytischen Phonolithes von Forodada. Spaltbarkeit macht sich auch an den dünnsten Schliffen nicht bemerkbar, es treten nur unregelmässige Sprünge auf. Auch hier ist ein etwas anders beschaffener Saum vorhanden, welcher sich in einzelne ruinenartig gezackte Endigungen ausfranst und aus Plagioklas besteht, wie sich durch stärkere Licht- und Doppelbrechung und gelegentliches Auftreten von Zwillingsstreifung erkennen lässt.

[1]) Durch einfaches Glühen an der Luft lässt sich die ziegelrothe Farbe an den schwarzen Stücken nicht hervorrufen.

Digitized by Google

Das specifische Gewicht wurde an zwei ausgesuchten Splittern reinen Sanidins zu 2·60 und 2·62 bestimmt. In Plättchen nach der beiläufig der Querfläche entsprechenden Absonderung konnte der scheinbare Axenwinkel

$$2E = 50^0$$

ermittelt werden.

Plagioklas findet sich in allen möglichen Grössenabstufungen von seltenen Exemplaren, die dem Sanidin an Grösse wenig nachgeben (einige Millimeter gross) bis zur Mikrolithenform. Die grösseren Einsprenglinge lassen optisch einen Kern von Labrador erkennen, mit 30° erreichenden Auslöschungsschiefen in der Zone senkrecht zur Zwillingsebene. Die Hülle dieser grösseren Plagioklase, sowie die kleineren meist dick tafelförmigen Einsprenglinge verhalten sich wie Andesin. Viele erwiesen sich als Karlsbader Zwillinge. Die ebenfalls vorkommenden einfachen Individuen sind kleine, nach der a-Axe gestreckte Säulen von fast quadratischem Querschnitt. An solchen wurden in Längsschnitten Auslöschungsschiefen bis 10° beobachtet, während in den fast quadratischen Querschnitten die Auslöschungsrichtungen sehr kleine Winkel mit den Umrisskanten bildeten; hieraus ist auf Oligoklas zu schliessen.

Die grossen Plagioklase lassen die Spaltbarkeit stets viel besser erkennen als die Sanidine und sind viel reicher an fremden Einschlüssen; namentlich enthalten sie häufig Hornblendesäulen, sowie auch unregelmässig gestaltete Einschlüsse der Grundmasse.

Die Hornblende kommt in kleinen Einsprenglingen häufig vor. In der Prismenzone ist neben Prisma und Längsfläche auch die Querfläche entwickelt, die Endigung meist unbestimmt, Zwillinge sind selten. Nur ein schmaler Saum von winzigen Magnetit- und Augitkryställchen umgibt die Contour der Durchschnitte. Die optischen Eigenschaften sind folgende: $cc < 2^0$; $2V = 62^0$, geneigte Dispersion $\varrho < v$ um die Mittellinie a. Die geneigte Dispersion der Mittellinie verräth sich auch durch den von Rosenbusch hervorgehobenen Farbenwechsel zwischen blaugrau und gelblich in der Nähe der Dunkelstellung; es ist $cc_\varrho < cc_v$ Pleochroismus:

c braun mit Stich in's Grüne, b lederbraun, a hellgelblich

$$c > b > a.$$

Augit von blassmeergrüner Farbe ist sehr selten.

Digitized by Google

Apatit mit dunklen Körnchen, nicht sehr reichlich, und Titanit von blasser Farbe mit einem opaken Erzsaum umgeben spielen die Rolle accessorischer Minerale.

Die Grundmasse erweist sich als sehr glasreich. Von grösseren krystallinischen Gebilden enthält sie farblose, gegabelte Feldspathmikrolithen, die bisweilen trichitisch gekrümmt sind und meist gerade auslöschen; auch sie sind noch stärker lichtbrechend als der Canadabalsam und müssen somit zum Oligoklas gerechnet werden; ferner feine schlanke Säulchen von Hornblende und reichliche Magnetitkrystalle. Diese krystallinischen Ausscheidungen liegen in einer isotropen Glasmasse, welche wolkig verfliessende hellere und dunklere Stellen erkennen lässt.

Mit Immersions-Objectiven erkennt man in den rundlichen helleren Flecken winzige schwarze Erzkörnchen und sehr kleine stark lichtbrechende Körnchen, die manchmal in deutlich fluidaler Anordnung zu margaritenähnlichen Strähnen angeordnet sind. Diese winzigen Gebilde sind merklich doppelbrechend, und ich bin geneigt, sie für Augitmikrolithen kleinster Ausdehnung zu halten. Gegen die dunkleren Flecken werden diese Gebilde immer kleiner und kleiner, bis man den Eindruck globulitisch gekörnelter Basis erhält, der die dunklen Flecken entsprechen.

Bemerkenswert sind die deutlichen Hofbildungen in der Grundmasse. Die grösseren Magnetite sind von einem hellen, körnchenfreien Hof umgeben, um die farblosen Feldspathe ist die globulitische Körnelung der Basis angereichert.

Die vorstehende Beschreibuug bezieht sich auf die schwarzen Partien des Gesteines. In den rothgefärbten sind die kleinen Magnetitkörnchen verschwunden; an ihre Stelle treten ungemein feine Körnchen, deren ziegelrothe Farbe nur im auffallenden Licht hervortritt, und die ganze Glasmasse erscheint im durchfallenden Licht dilut röthlichgelb gefärbt.

In einem der mikroskopisch untersuchten Stücke (nicht in dem analysirten) wurden stellenweise in der Glasgrundmasse winzige Leucit-Ikositetraeder angetroffen, die an ihrer Form, dem isotropen Verhalten und der sehr schwachen Lichtbrechung mit Sicherheit erkannt werden konnten. Auch in diesem gelegentlich und in kleiner Menge auftretenden Gemengtheil spricht sich die Uebereinstimmung mit

Digitized by Google

dem Trachyt von Ferrera aus. Dasselbe lehrt die chemische Analyse, welche Herr Pfohl mit folgendem Resultat ausführte:

SiO_2	56·19%
TiO_2	0·57 „
Al_2O_3	20·25 „
Fe_2O_3	2·76 „
FeO	2·32 „
MgO	1·12 „
CaO	4·30 „
Na_2O	6·33 „
K_2O	4·19 „
P_2O_5	0·54 „
Cl	0·09 „
SO_3	0·16 „
H_2O	0·65 „
CO_2	0 „
	99·47%

Specifisches Gewicht 2·674.

Die zuletzt beschriebenen trachytischen Gesteine entfernen sich gleichfalls von dem Typus des Trachytes, wenngleich nach einer etwas anderen Richtung als der trachytische Phonolith von Forodada. Es ist unverkennbar eine Hinneigung zu tephritischen Gesteinen bemerkbar, wenn auch der Habitus der Gesteine noch deutlich dem des Trachytes entspricht. Diese Annäherung an Rosenbusch's ϑ-Magmen erkenne ich in dem niedrigen Kieselsäuregehalt verbunden mit relativ hohem Gehalt an Alkalien und an Calcium. Mineralogisch spricht sich die Verwandtschaft zur Tephritfamilie in dem gelegentlichen Auftreten des Leucit in der Grundmasse dieser Gesteine aus. Nach der in Frankreich üblichen Nomenclatur würden diese Leucit führenden Gesteine als Leucotephrite bezeichnet werden.

Die Ausdehnung des Namens „Tephrit" auf solche Gesteine, die im Reichthum an Sanidin-Einsprenglingen sowohl als in der Structur entschieden trachytischen Habitus haben, scheint mir aber wenig angemessen.

Die Trachyte des in Deutschland üblichen Gesteinsystems sind eine Gruppe, die durch verwandtschaftliche Beziehungen mit mehreren

Digitized by Google

anderen Gruppen verknüpft ist. Mehrere solche Verwandtschaftsreihen sind von Rosenbusch zum Theil auf Grund von Vorschlägen Müggе's durch besondere Benennungen hervorgehoben worden. So unterscheidet Rosenbusch phonolithische, andesitische Trachyte, um die Neigung zu den φ-, resp. δ-Magmen anzudeuten. Ich glaube, in den vorliegenden Gesteinen eine Verwandtschaftsreihe zum Tephrit constatiren zu können, und möchte hienach für derartige Gesteine den Namen tephritische Trachyte vorschlagen. Manche Trachyte des „Ponza-Typus" dürften hier einzureihen sein, so namentlich mehrere Gesteine vom Monte Ferru in Sardinien, welche Doelter beschrieben hat, und die Gesteine von Monte Guardia auf der Insel Ponza und von Santo Stefano, welche Doelter gleichfalls als Trachyte bestimmte, und welche von Sabatini in neuerer Zeit in Anlehnung an Michel Lévy als Andesite und Tephrite bezeichnet wurden.

Chemisch sehr ähnlich sind auch manche Gesteine aus Böhmen, welche zum Theil als Sanidinphonolithe, zum Theil als Hauyntephrite bezeichnet wurden. Diese stimmen aber mineralogisch mit den vorliegenden Gesteinen nicht überein. Hier tritt vielfach namentlich ein Mineral der Hauyngruppe hervor und nähert hiedurch die Gesteine den Tephriten und Phonolithen.

Bezeichnend für die tephritischen Trachyte scheint mir zu sein, dass die ältesten Ausscheidungen feldspathiger Natur, die Sanidine kieselsäurereicher sind als die Durchschnittszusammensetzung des Magmas, so dass der immer kieselsäureärmer werdende Rest mit Nothwendigkeit zu einer Schlusserstarrung von kieselsäurearmen Feldspathvertretern (Nephelin, Leucit) hinführt. Den entgegengesetzten Vorgang beobachtet man bei den Andesiten, zum Theil wohl auch bei Phonolithen und Tephriten. Bei den ersteren sind es die kieselsäurearmen Kalkfeldspathe, bei den letzteren die Minerale der Hauyngruppe, welche die Krystallisation der Feldspathminerale einleiten und fortschreitende Anreicherung von SiO_2 in der Grundmasse herbeiführen.

(Fortsetzung folgt.)

Digitized by Google

Erklärung der Tafel III.

Fig. 1. Trachytischer Phonolith von Forodada. Sanidinkorn mit gerundetem Umriss, umgeben von einer etwas stärker lichtbrechenden Hülle von Sanidin zweiter Generation. Man sieht keine geradlinigen Spaltrisse, sondern unregelmässig verlaufende Sprünge. In der Grundmasse treten Feldspathleisten hervor; die dunklen Flecken sind umgewandelte Amphibol- und Erzkörnchen. Der Gehalt an Augit kommt nicht zum Ausdruck.

Fig. 2. Dieselbe Stelle in polarisirtem Licht. Die grösseren hellen Leisten in der Grundmasse sind Oligoklas. Die Zwischenmasse besteht aus Sanidin und Nephelin.

Fig. 3. Andesin-Einsprengling im selben Gestein im polarisirten Licht. Der Andesin ist geradlinig begrenzt, und es treten zahlreiche Spaltrisse auf, welche *P* parallel gehen. Der Saum von Sanidin zweiter Generation ist auch hier vorhanden, aber viel schmäler entwickelt. In der Grundmasse zeigt sich deutlich der Gegensatz zwischen grösseren Leisten von Oligoklas und einem grauen wirrstrahligen Antheil, der die Lücken ausfüllt.

In diesem Antheil der Grundmasse verbirgt sich der Nephelingehalt des Gesteins, der sich nur chemisch nachweisen lässt. Vergr. 1—3 = 54.

Fig. 4. Homöogener Einschluss in tephritischem Trachyt von Ferrera. Man erkennt die nach allen Richtungen zerstreuten Amphibolprismen, welche meist völlig in schwarzes Erz umgewandelt sind. In der Mitte zwei Querschnitte, welche den helleren unversehrten Kern im Innern erkennen lassen. Die trübgraue Masse, in der die Amphibolkrystalle inneliegen, und welche viele rundliche Poren erkennen lässt, besteht aus Feldspath, welcher, wie

Fig. 5 erkennen lässt, in strahlig angeordneten Büscheln auftritt. Aufnahme zwischen gekreuzten Nicols. Vergr. 24.

Digitized by Google

XI. Notizen.

Ausmessung des Winkels zwischen zwei optischen Axen im Mikroskop.

In der Figur 1 bezeichne der innere horizontale Kreis das Gesichtsfeld des Objectivs, A und B die Oerter zweier optischer Axen, die mittelst Camera lucida und drehbarem Zeichentisch fixirt wurden. k sei die Mallard'sche Constante des Mikroskops in der Gleichung

$$dk = \sin s$$

$\frac{1}{k} = r$ ist der Radius des (praktisch nicht erreichbaren) Gesichtsfeldes vom Halbmesser 1 oder von 90°. (Aeusserer horizontaler Kreis der Figur 1.) Beschreibt man über diesem Einheitskreis eine Halbkugel und errichtet in A und B Senkrechte, die die Halbkugel in A_1 und B_1 treffen, so sind OA_1 und OB_1 die Richtungen der optischen Axen, deren Winkel bestimmt werden soll. AB ist die Projection der zwischen A_1 und B_1 gespannten Sehne. Zieht man $B_1D \parallel AB$, so ist A^1B^1 die Hypotenuse des rechtwinkligen Dreieckes A_1B_1D. Bezeichnen wir COA_1 mit α, COB_1 mit β, AB mit d, A_1OB mit φ, so ist $A_1B_1 = 2\sin\frac{\varphi}{2}$, $A_1D = \cos\alpha - \cos\beta$ und man erhält folgende Beziehung:

$$\left(2\sin\frac{\varphi}{2}\right)^2 = d^2 + (\cos\beta - \cos\alpha)^2$$

Dies führt zu folgender Construction, die ich meinem geschätzten Collegen Herrn Professor Pick verdanke (vergl. Fig. 2).

Fig. 1.

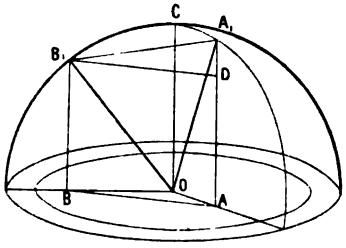
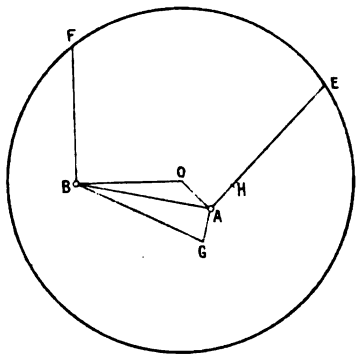


Fig. 2.



Um den Mittelpunkt des Gesichtsfeldes beschreibt man mit dem Halbmesser $r = \frac{1}{k}$ den Einheitskreis, errichtet in A und B Senkrechte auf OA und OB und verlängert dieselben bis zur Peripherie, nimmt deren Differenz AH und construirt mit AB und AH als Katheten das rechtwinklige Dreieck ABG. Die Hypotenuse desselben BG ist gleich der Sehne des gesuchten Winkels auf der Kugel mit dem Halbmesser r.

Digitized by Google

Der so gefundene Winkel ist ein scheinbarer. Meist braucht man aber den wahren Winkel. Man müsste daher die Centraldistanzen OA und OB durch den mittleren Brechungsexponenten des Minerales theilen. Statt dessen vergrössert man zweckmässiger den Halbmesser des Einheitskreises im Verhältnis jenes Brechungsexponenten.

Bei der Messung mit Camera lucida und drehbarem Zeichentisch erhält man als Resultat 4 Punkte, indem jede optische Axe in zwei um 180° verwendeten Stellungen des Zeichentisches abgezeichnet wird; A_1A_2 und B_1B_2. Der Durchkreuzungspunkt der Linien A_1A_2 und B_1B_2 ist der Mittelpunkt des Gesichtsfeldes. Hieran knüpft nun folgendes praktische Verfahren:

Uebertrage die Richtungen A_1A_2 und B_1B_2 durch Parallelverschiebung mittelst Dreiecklineal vom Zeichenblatt auf ein anderes Blatt Papier. Vom Durchschnittspunkt O trage in den entsprechenden Richtungen die Distanzen A_1A_2 und B_1B_2 auf. Ziehe den Einheitskreis mit dem Radius $R = \frac{2n}{k}$, worin n der mittlere Brechungsexponent des Minerals (1, höchstens 2 Decimalen genügen für die erreichbare Genauigkeit), k die Mallard'sche Constante des Mikroskops. Sodann construire das rechtwinklige Dreieck wie oben angegeben. Die Länge der Hypotenuse in Millimetern sei h; dann ist

$$2 \sin \frac{\varphi}{2} = \frac{h}{R}.$$

Den zu der Sehne $\frac{h}{R}$ gehörigen Winkel findet man in den meisten Logarithmentafeln. Für die meisten Fälle genügt die zweistellige Tafel der Sehnen in Gernerth's 5stelligen Logarithmen. Auch in Goldschmidt, Index der Krystallformen, I, pag 129, ist eine solche 4stellige Tafel enthalten.

Bei der Bestimmung von V, wenn eine Mittellinie und eine Axe im Gesichtsfeld sichtbar ist, wird V immer zu gross gefunden, weil der Kreuzungspunkt der schwarzen Balken in der 90°-Stellung von dem Ort der Mittellinie um so mehr abweicht, je weiter die Mittellinie vom Mittelpunkt des Gesichtsfeldes abrückt und je grösser V ist. Der Fehler kann vernachlässigt werden, so lange die Mittellinie nicht mehr als etwa 10° (etwa $^1/_3$ des Gesichtsfeldsradius von Objectiv 7 Fuess) vom Mittelpunkte abweicht.

Unterscheidung von optisch + und — zweiaxigen Mineralen mit dem Mikrokonoskop (als Konoskop gebrauchtes Mikroskop).

Dieselbe ist sehr leicht in Schnitten, welche das Bild der optischen Normalen im Gesichtsfeld erkennen lassen. Man sieht 4 Scharen von hyperbolischen isochromatischen Curven. Man suche jene zwei gegenüberliegenden Hyperbelsysteme auf, in denen die Interferenzfarbe fällt. Die in dieser Richtung liegende Elasticitätsaxe ist die erste Mittellinie (a bei —, c bei +). Bei Winkeln $2V \gtrless 90°$ wird die Erscheinung im Konoskop undeutlich. Bei $2V = 90°$ erhält man im Konoskop ein glattes Farbenfeld. Gute Studienobjecte sind Enstatit (+), Bronzit (±), Hypersthen (—) in Spaltblättchen nach der vollkommensten Spaltbarkeit. F. Becke.

Digitized by Google

XII. Literatur.

Krystallographie, Chemie, Physik.

Arzruni A.: Künstlicher Kassiterit. — Zeitschr. f. Kryst. XXV, 5.

Behrens: Anleitung zur mikrochemischen Analyse der wichtigsten organischen Verbindungen. 2. Heft: Die wichtigsten Faserstoffe. — Hamburg und Leipzig, L. Voss, 1896.

Clarke F. W.: Die Constitution der Zeolithe. — Fr. The Am. Journ. of Science. XLVIII, Sept. 1894.

Galitzin B. und Karnojitzky A. v.: Ueber die Ausgangspunkte und Polarisation der x-Strahlen. — Mém. de l'Ac. Impér. des Sciences de St. Pétersbourg. VIII^e sér. Phys.-Math. Classe Vol. III, Nr. 6, 1896.

Kreutz F.: Aenderungen in einigen Mineralien und Salzen unter dem Einflusse von Kathodenstrahlen oder von Natriumdämpfen. — Anz. d. k. Ak. d. W. i. Krakau. März 1896.

Meyerhoffer W.: Ueber reciproke Salzpaare (I. Abth.). Theorie der reciproken Salzpaare mit besonderer Berücksichtigung von Salmiak und Natriumnitrat. — Sitzungsb. d. k. Ak. d. W. i. Wien. Bd. CIV. Abth. 2 b. Dec. 1895.

Reich A.: Synthetische Versuche in der Topasreihe. — Sitzungsb. d. k. Ak. d. W. i. Wien. Math.-naturw. Cl. Bd. CV. Abth. II b. März 1896.

Retgers J. W.: Ueber die Stellung des Tellurs im periodischen Systeme. — Zeitschr. f. anorgan. Chemie. XII, 1896.

Salomon W.: Ueber die Berechnung des variablen Werthes der Lichtbrechung in beliebig orientirten Schnitten optisch einaxiger Mineralien von bekannter Licht- und Doppelbrechung. — Zeitschr. f. Kryst. XXVI, 2.

Tutton A. E.: Connection between the Atomic Weight of contained Metals, and the Crystallographical Characters of Isomorphous Salts. The Volume and optical Relationsships of the Potassium, Rubidium and Caesium Salts of the Monoclinic Series of Double Sulfates, $R_2 M (SO_4)_2, 6 H_2O$. — Comparison and General Deductions therefrom. — The Bearing of the Results on the Nature of the Structural Unit. — Transactions of the Chemical Society. 1896.

Wülfing E. A.: Krystallographische und optische Untersuchungen einiger organischer Verbindungen. — Zeitschr. f. Kryst. XXV, 5.

Mineralogie.

Arzruni A.: Forsterit vom Mt. Somma. — Zeitschr. f. Kryst. XXV, 5.

Bauer M.: Edelsteinkunde. 8. Lieferung. — Leipzig, H. Tauchnitz, 1896.

Chester A. H.: A Dictionary of the Names of Minerals including their History and Etymology. — New-York, John Wiley & Sons, 1896.

Herz Walter: Ueber Salvadorit, ein neuer Kupfereisenvitriol. — Sep.-Abdr.: Zeitschr. f. Kryst. XXVI. 1.

Digitized by Google

Hobbs W. H.: Mineralogical Notes (Cerussite with superficial film of galena. — Barite and Manganite from the Lucy Mine. — Chloritoid from blocks on the South Shore of Michigamme Lake. — Apatit and Hessonite in a Pegmatite from Canaan.)

Navarro L. F.: Minerales de Españo existentes en el Museo de Historia natural. — Actas de la Soc. esp. de Historia natural. Segunda serie, tomo IV (XXIV). April 1895.

Nordenskjöld O.: Kristallografisk och optisk undorsökning af Edingtonit. — Geol. Fören. i Stockholm. Förhandl. Bd. XVII, Nr. 6, 1895.

Milch L.: Ueber ein neues Arseniat von Laurion. — Zeitschr. f. Kryst. Bd. XXIV, 1. und 2. Heft, 1894.

Thadéeff C.: Die Olivingruppe. — Zeitschr. f. Kryst. XXVI, 1.

Petrographie, Geologie.

Arbeiten aus dem mineralogischen Institute der Universität Graz. — 1. Petrographische Untersuchungen an krystallinen Schiefern der Mittelsteiermark, von J. A. Ippen. 2. Petrographische Untersuchungen an Glimmerschiefern und Pegmatiten der Voralpe, von K. Bauer. 3. Das krystallinische Schiefergebirge zwischen Drau und Kainachthal, von C. Doelter. 4. Ueber einige vulcanische Sande und Auswürflinge von der Insel S. Antão (Cap Verden), von F. Melikoff. 5. Ueber das Verhalten der Mineralien zu den Röntgen'schen x-Strahlen, von C. Doelter. — Verh. d. naturw. Ver. f. Steiermark. Graz 1886.

Bäckström H.: Ueber Leucitführende Gesteine von den liparischen Inseln. — Geol. Fören. i Stockholm. Förhandl. Bd. XVIII, 1896.

Becker Geo. F.: Reconnaissance of the gold fields of the southern Appalachians. — 16. ann. rep. of the director. 1894/5, part. II. — Mineral resources of the U. S. Calendar year 1894.

Begleitworte, herausgegeben von der schweizerischen geologischen Commission zur geolog. Karte der Schweiz 1:500.000, bearbeitet im Auftrage der schweizerischen geologischen Commission von A. Heim und C. Schmidt. 1894.

Darton N. H.: A Newly discovered dike at de Witt near Syracuse, New-York. Petrographic description by J. F. Kemp. — Am. Journ. of Science. XLIX, June 1895.

Henderson J. Mc. C.: Der Glimmersyenit von Rothschönberg bei Deutschenbora im Königreiche Sachsen. — Inaugural-Dissertation, Jena 1895.

Hollick A.: Long Island and Nantucket. — Trans. New-York Ac. Sci. October 1895.

Kemp J. F.: The Geological Section of the East River of Seventeenth Street. New-York. — Trans. New-York Ac. Sci. August 1895.

Koch A: Geologie der Fruscagora. — Math. u. naturw. Ber. a. Ungarn. Bd. XIII.

Kraatz K. v.: Beitrag zur Bildungsgeschichte der Goldlagerstätten. — Verh. d. Naturhist. Med. Ver. z. Heidelberg. N. F. Bd. V, 4. H.

Derselbe: Gyps von Klein-Schöpfenstedt bei Braunschweig. — Mitth. a. d. Roemer Museum Hildesheim Nr. 4. Februar 1896.

Kuntze O.: Geogenetische Beiträge. — Leipzig, Gressner und Schramm, 1895.

Merill Geo. P.: Disintegration of the Granitic rocks of the district of Columbia. — Bull. of the geol. soc. of Am. Vol. VI, 1895.

Digitized by Google

Derselbe: Notes on some eruptive rocks from Gallatin, Jefferson, and Madison counties, Montana. — Proceedings of the U. S. Nat. Mus. Vol. XVII, 1031, 1895.

Michel-Lévy: Étude sur la détermination des feldspaths dans les plaques minces au point de vue de la classification des roches; 2me fasc. — Paris, Baudry et Cie., 1896.

Michel-Lévy-Lacroix: Leucotephrite à Pyroxene de la base du Maconnais. — Bull. d. Serv. de la Carte Géol. de la Fr.

Milch L.: Beiträge zur Kenntnis d. Verrucano. 2. Hft. — Leipzig, Veit & Co., 1896.

Moses A. J. und Weinschenk E.: Ueber eine einfache Vorrichtung zur Messung der Brechungsexponenten kleiner Krystalle mittels Totalreflexion. — Zeitschr. f. Kryst. Bd. XXVI, 2. H.

Mrazec L.: Contribution à l'étude pétrographique des Roches de la Zone Centrale des Carpathes du Sud. — Bull. de la Soc. des Sciences. Physiques de Bucarest. Nr. 1 und 2, 1896.

Derselbe: Feuille Verciorova-Turnu-Severin. — Bull. de la Soc. des Sciences. Physiques de Bucarest. Nr. 11 und 12, 1895.

Derselbe: Ueber die Anthracitbildungen des südlichen Abhanges der Südkarpathen. — Kais. Akad. d. Wissensch. in Wien. Akad. Anzeiger Nr. XXVII, 19. Dec. 1895.

Nordenskjöld O.: Um Förmodade spår af en Istid i Sierra de Tandil i Argentina. — Geol. Fören i Stockholm Förhandl. Bd. XVII, H. 6, 1895.

Schröder van der Kolk: Beiträge zur Kenntnis der Gesteine aus den Molukken. — Neues Jahrb. f. Min., Jahrg. 1896, Bd. I.

Sederholm J. J.: Ueber einen metamorphosirten präcambrischen Quarzporphyr von Karvia in der Provinz Åbo. — Bull. de la Commission géologique de la Finlande. Helsingfors, December 1895.

Derselbe: Einige Worte über die präquartäre Geologie des südlichen Finlands. Antwort an Herrn Professor F. J. Wiik. — Fennia 12. 3.

Derselbe: Travaux géographiques exécutés en Finlande. Géologie. — Fennia 13.

Sigmund A.: Ueber magmatische Corrosion. — Sitzungsber. des deutschen naturw.-medicin. Vereines f. Böhmen. Lotos, 1896, Nr. 1.

Smyth C. H. jun.: Metamorphism of a Gabbro ocurring in St. Lawrence County, N.-Y. — American Journal of Science. Vol. I, April 1896.

Weinschenk E.: Ueber einige neue Mineralvorkommen des bayerischen Waldes. — Zeitschr. f. Kryst. Bd. XXV, 4. Heft.

Derselbe: Beiträge zur Systematik der Granatgruppe. — Ebenda.

Derselbe: Ueber Epidot und Zoisit. — Ebenda, Bd. XXVI, 2. Heft.

Hauer F. v.: Jahresbericht für 1895. — Annalen des k. k. naturh. Hofmuseums in Wien. XI, I.

Stache G.: Jahresbericht für 1895. — Verhandl. der geolog. Reichsanstalt in Wien. 1896, Nr. 1.

Druck von Gottlieb Gistel & Comp. in Wien.

Digitized by Google

XIII. Ueber einige Ganggesteine aus der Gefolgschaft der Tonalite.

Von **U. Grubenmann** in Zürich.

In ähnlicher Weise wie im Bereiche der Tonalite der Rieserferner und der Adamellogruppe[1]), so treten auch innerhalb des Tonalites der Umgebungen von Meran (Gruppe des hohen Iffinger und Ultenmasse), sowie im einhüllenden Schiefermantel desselben eine Anzahl Ganggesteine auf, die sich durch ihre mineralische Zusammensetzung und ihre stucturellen Verhältnisse als Zugehörige dieser Tonalite erweisen. Der Umstand, dass diese letzteren sich zum weitaus grössten Theile als „Quarzglimmerdiorite" entwickelten[2]), gab naturgemäss auch ihrer Gefolgschaft in Ganggesteinen eine entsprechende Ausbildung, die von bisher bekannten Erscheinungsformen verwandter Provenienzen bald mehr, bald weniger abweicht, weshalb eine gesonderte Besprechung derselben im Interesse einer Mehrung der immer noch recht lückenhaften Kenntnisse über die petrogenetisch so sehr bedeutsame Gruppe der Ganggesteine gerechtfertigt erscheint. Dabei ist allerdings lebhaft zu bedauern, dass es vorläufig noch nicht möglich ist, die nachfolgenden Ergebnisse geo-

[1]) Vergl. hierüber: F. Becke, Porphyritische Gänge im Bereich des Reinwaldkerns. Diese Mittheilungen, XIII, 433. — F. Teller, Ueber porphyritische Eruptivgesteine aus den Tiroler Centralalpen. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt, 1886, pag. 729. — H. v. Foullon, Ueber Porphyrite aus Tirol. Ibid. pag. 747. — Wilhelm Salomon, Geologische und petrographische Studien am Monte Aviòlo. Zeitschr. d. d. geol. Ges., 1890, pag. 450.

[2]) U. Grubenmann, Ueber den Tonalitkern des Iffinger bei Meran. Vierteljahrsschrift der Zürcher Naturforsch. Ges., Bd. XLI, pag. 101.

Digitized by Google

ogischer und petrographischer Untersuchungen auch durch die Resultate entsprechend zugehöriger chemischer Analysen wirksam zu unterstützen; am Streben, diese Lücke in thunlichster Bälde auszufüllen, fehlt es nicht.

A. Quarzglimmerporphyrite.

Solche können innerhalb des „Randtonalites" (Becke) in den peripherischen Theilen der Ultenmasse, am Ostabhang des Kreuz- und Jochberges bei Lana, an diversen Stellen gefunden werden, in besonders schönen Formen in den Umgebungen des Gehöftes Tratter und in den Wildbachrunsen des Lahbaches. Sie treten dort zum Theil von sauren Salbändern eingefasst, in Gängen von 20—30 Meter Mächtigkeit auf. Die geologische Lage lässt sich nicht immer mit der wünschbaren Deutlichkeit ersehen. Die Gänge in den Lahbachrunsen fallen bei ungefähr nordnordwestlich gerichtetem Streichen mit 18° nach WSW ein. Zur Uebersicht dürfte es sich empfehlen, unter diesen Vorkommnissen petrographisch zwei, allerdings nicht scharf zu trennende Gruppen zu unterscheiden:

1. In einer grauen, grünlichen, violetten oder röthlichen, äusserst feinkörnigen, matten Grundmasse erscheinen zahlreiche Einsprenglinge von bipyramidalem Porphyrquarz und spärlicheren grossen Plagioklaskrystallen von bis 3 Centimeter Länge (nach à) und 1—2 Centimeter Breite. Diese sind in Uebereinstimmung mit der Grundmasse bald weiss oder grau, bald nur roth umrandet oder durchweg roth, je nach dem Oxydationsgrade des Gesteins. Ausser den herrschenden Flächen P und M können T und l erkannt werden, dazu schiefwinkelige Spaltbarkeit, Karlsbaderzwillinge und oft auch der unruhige Schimmer mikroklinischer Flächen. Schwarzgrüne, deutlich sechsseitige niedrige Säulchen von Biotit (mit 1—2 Millimeter Durchmesser) sind in grösserer Menge in die Grundmasse eingestreut; auf den Spaltflächen fehlt ihnen jedoch meistens der charakteristische Perlmutterglanz, ein Zeichen mangelnder Frische.

Im mikroskopischen Bilde dominiren die vielen Porphyrquarze, die bald klar und rein, bald mit Schwärmen von Gas- und Flüssigkeitseinschlüssen durchzogen sind. Neben manchen automorphen Umrissen finden sich auch abgerundete und solche, die durch eindringende Grundmasse eingebuchtet sind. Die Plagioklase lassen die gewöhnlichen Zwillingsgesetze erkennen; auf P konnten Auslöschungs-

Digitized by Google

schiefen von — 3 bis — 13°, auf *M* solche von bis — 21° gemessen werden, so dass ausser einigen Mikrolinen saure bis basische Andesine vorliegen, denen ausgesprochene Zonarstructuren abgehen. Abgesehen von etwelcher Sericitisirung ist die Substanz der Plagioklase im allgemeinen wenig alterirt. Die zahlreichen Einsprenglinge von Biotit (II. Art mit kleinem Axenwinkel) erscheinen in hellgrünen, sechsseitigen Tafeln; senkrecht zur Basis nehmen sie graugelbe Farbe an. Aus spärlich erhaltenen Fetzen kann geschlossen werden, dass die ursprüngliche Färbung ein dunkles Braungelb, beziehungsweise hellgelb gewesen sein muss; die Umfärbung zu einem lebhaften Grün ist offenbar einer allmählichen Chloritisirung zu verdanken, die auch zur Ausscheidung secundären Magnetites führte, der neben Apatit als Einschluss erscheint; andere Blätter sind in Epidot und Zoisit verwandelt. Chloritische Glimmerschuppen mit blassgrüner Färbung sind auch in die Grundmasse übergegangen, welche des Weiteren aus einem sehr feinkörnigen xenomorphen Gemenge von klarem Quarz, trüben und sauren Feldspäthen (*Or*+*Pl*) besteht, die nach der Lichtbrechung sich aber nicht mehr auseinanderhalten lassen; Aetzversuche mit Flussäure[1]) ergaben sehr widerstandsfähige Feldspathgebilde. Granophyrische Verwachsungen der farblosen Grundmassenbestandtheile, sowie sphärische Aggregate derselben sind sehr häufig. Dieselben umgeben zuweilen heiligenscheinartig in gleichsinnig orientirten und gleichzeitig auslöschenden Aureolen besonders die Quarzeinsprenglinge. Amorphes Glas fehlt. — In röthlich gefärbten Gesteinen sind die Glimmer der Grundmasse limonitisch gefärbt und ist auch der Magnetit theilweise in Eisenhydroxyd und Eisenoxyd übergegangen. Specifisches Gewicht der Gesteine 2·65.

2. Neben den bisher geschilderten Gesteinen besteht noch eine feinkörnige graugrüne Modification, die in der Ultenmasse an der äussersten Peripherie auftritt und welche weniger durch Quarzeinsprenglinge, als vielmehr durch ihre grossen, gelbrothen Plagioklase und Mikrokline in die Augen springt. Im Mikroskope zeigt sich auch dem entsprechend Quarz in vielen kleineren, unregelmässig contourirten Individuen, die sich wie Resorptionsreste ausnehmen. Sie sind zuweilen in sehr auffälliger Weise durch Kluftsysteme in quadratische Felder getheilt. Die grünen Glimmereinsprenglinge er-

[1]) Vergl. F. Becke, diese Mittheil., XII, pag. 257.

Digitized by Google

scheinen spärlicher und kleiner, als in obigen Gesteinen, auch noch weniger frisch. Sie bergen Einschlüsse von Zirkon und Titanit und sind begleitet von Carbonatausscheidungen. Die sonst mit dem Früheren übereinstimmenden Plagioklase sind oft sauer umrandet, wobei der Rand, ähnlich wie bei den Quarzen, gleichsam in die Grundmasse hineinwächst, so dass für diese Einsprenglinge höchst zierliche granophyrische und sphärische Höfe entstehen. Es liess sich auch Kalifeldspath mit Plagioklassaum constatiren. Die Grundmasse enthält in grosser Menge winzige, grünliche Glimmerfetzen, die neben sich auch farblose Sericitschuppen erkennen lassen. Im Uebrigen ist sie ebenfalls ein holokrystallin feinkörniges Aggregat, wie oben, ebenso widerstandsfähig bei der Aetzung und entsprechend ihrem sauren Charakter gern centrisch, granophyrisch und sphärisch struirt. An der Hand der Lichtbrechung war neben Quarz und saurem Plagioklas Kalifeldspath sicher zu erkennen. — Granat wurde nirgends gefunden! — Specifisches Gewicht des Gesteins 2·66.

Mein erster Gedanke war, diese Gesteine den „Tonalitporphyriten" Becke's (l. c.) an die Seite zu stellen. Inzwischen hat aber die genauere Beherzigung seiner Angaben, sowie die Durchsicht in dankenswerter Weise zur Vergleichung überlassener Präparate mir gezeigt, dass dies kaum ganz angehen dürfte. Anklänge an die eugranitischen Quarzglimmerdiorite (Tonalite) liegen zwar unbedingt vor, nicht nur im geologischen Auftreten, sondern insbesondere auch im makroskopischen Habitus, der bei nur flüchtigem Betrachten dazu führen könnte, schlechtweg von porphyrartigen Tonaliten zu sprechen. Dagegen neigt das mikroskopische Bild ganz ausserordentlich zu jenem hin, das tonalitische Ergüsse zeigen müssten; dafür liegen in den granophyrisch und sphärisch struirten Grundmassen, sowie in den zahlreichen und typischen Porphyrquarzen starke Anklänge vor. Diese bestimmen mich, die geschilderten Gesteine als „Quarzglimmerporphyrite" zu bezeichnen, allerdings mit dem ganz speciellen Vorbehalte, dass trotzdem keine Ergüsse, sondern durchaus holokrystalline Ganggesteine vorliegen, die aber im Tonalitmassiv ein ausgesprochen peripherisches Auftreten haben und wohl deshalb structurell zur effusiven Facies hinüberneigen.

Vielleicht ist auch die geologische Thatsache nicht ohne Bedeutung, dass in ganz geringer Entfernung Grödenersandstein ansteht, der von Tonalit durchbrochen werden musste.

Digitized by Google

B. Töllite oder Dioritporphyrite (Tonalitporphyrite).

Ende 1873 erstattete A. Pichler[1]) kurzen Bericht über eine Anzahl gangartiger Gesteinsvorkommnisse („Dioritporphyre"), die er auf dem Wege von Meran zur Töll, sowie in den Umgebungen vom Egardbad am Eingang in's Vintschgau entdeckt hatte und für die er alsdann 2 Jahre später zur Unterscheidung von verwandten Gesteinsformen den Localnamen „Töllit" vorschlug. Neue Fundstellen derselben sind aus jener Gegend bisher nicht bekannt geworden. Ein vereinzelter Block, den ich im Bette des Faltschauerbaches bei Lana aufgefunden habe, könnte auf ein Vorkommen im Ultenthal gedeutet werden; wahrscheinlich besteht ein solches auch im mittleren Passeierthal. Pichler's Fundstellen für Töllit sind eingetragen in der von C. W. C. Fuchs[2]) 1875 publicirten geologischen Karte von Meran und Umgebung. Das Gestein selbst ist in seiner braunen Modification (siehe später) unter Nr. 17 aufgenommen in der von A. Cathrein[3]) zusammengestellten Sammlung von Dünnschliffen über Tiroler Eruptivgesteine (hergestellt von Voigt und Hochgesang in Göttingen) und wird auch von Rosenbusch in seiner Physiographie, 3. Aufl., Bd. II, pag. 439, kurz citiert.

Es tritt wenig vor Egardbad als 8 Meter mächtiger Gang mit Nordsüdstreichen und 75° östlichem Einfallen in einem feinkörnigen Biotitgneiss auf; etwa 250 Meter über der Thalsohle existirt in ihm ein kleiner Steinbruch, in welchem auch heute noch Material zur Strassenbeschotterung gebrochen wird. In der Mitte des Ganges liegt dort ein graugrünes, durch matte Plagioklase weiss gesprenkeltes Gestein von kleinem Korn, aus welchem 5 Millimeter lange und 3 Millimeter dicke schwarze Hornblendesäulchen in Menge hervortreten; spärlicher finden sich ähnlich dimensionale braune Biotitsäulchen mit lebhaftem Perlmutterglanz auf den basalen Spaltflächen, mehr accessorisch braune Granatkörner. Nach dem Rande hin nimmt das Gestein einen braunen Grundton an; sein Korn wird feiner

[1]) A. Pichler, Neues Jahrbuch für Mineralogie etc. 1873, pag. 940, und 1875, pag. 926.

[2]) C. W. C. Fuchs, Die Umgebung von Meran. Ibid., 1875, pag. 825.

[3]) A. Cathrein, Zur Dünnschliffsammlung der Tiroler Eruptivgesteine. Ibid., 1890, I, pag. 73.

Digitized by Google

bis dicht; die dunklen Glimmer nehmen an Zahl mehr und mehr zu und überwiegen schliesslich die Hornblenden. Der weisse matte Plagioklas tritt in schärfer umgrenzten Querschnitten mit bis 10 Quadrat-Millimeter Fläche hervor. Gegenüber dem Nebengestein entfallen Rutschharnische und Reibungsbreccien.

Der kleine Fundort an der Poststrasse nach Töll deckt sich jetzt mit dem östlichen Mundloche des Tunnels, der für die Anlage der Kraftstation der Meran-Bozener Elektricitätswerke an der Töll im Laufe dieses Jahres gebohrt wurde und wird binnen Kurzem voraussichtlich grösstentheils verbaut, respective unzugänglich werden. Dort hat der Gang 3 Meter Mächtigkeit, streicht nordöstlich und fällt mit circa 60° nordwestlich. Auch hier ist die Gangmitte graugrün, die randliche Partie braun gefärbt. In der Nähe der Strasse keilt der Gang sich aus; das Gestein wird hellbraun, dicht bis glasig; die Einsprenglinge verschwinden.

Specifisches Gewicht des graugrünen Gesteins der Gangmitte 2·79.
„ „ „ braunen „ „ Randpartie 2·80.

Im mikroskopischen Bilde des graugrünen Gesteines tritt als Einsprengling die Hornblende hervor mit schwachem Pleochroismus: a und c braun, b dunkelbraun (Absorption $a = c < b$); Auslöschungsschiefe von $c:c$ auf (010) + 17°. Die braune Färbung bleicht sich randlich gern in Graugrün aus, ohne dass die übrigen optischen Eigenschaften sich verschieben; bei stärkerer Umwandlung chloritisirt sich die Masse unter Abscheidung von Magnetit oder sie geht über in stengelige Zoisite und Epidote. Der Glimmer tritt in meinen Präparaten als solcher nicht hervor; auch an seine Stelle sind grosse, unregelmässig abgegrenzte chloritische Flächen und parallelfaserige Zoisit-Epidotaggregate placirt. Die reichlichen Plagioklaseinsprenglinge präsentiren structurell und chemisch in reicher Mannigfaltigkeit jene charakteristischen Bilder, wie sie Becke für die Tonalite der Rieserferner[1]) in meisterhafter Gründlichkeit beschrieben hat; ein opaker, chemisch stark alterirter Kern, zonare Hüllen, saure Rand- und Adersubstanz können meist deutlich und leicht auseinander gehalten werden. Besonders das albitische Adernetz ist oft ungemein reich entwickelt und scheint mir dafür zu sprechen, dass das Gestein nach erfolgter Verfestigung dynamisch

[1]) Diese Mittheilungen, XIII. Band, pag. 389.

Digitized by Google

noch weitere Störungen zu erleiden hatte. Die Randsubstanz strahlt gern granophyrisch in die umgebende Grundmasse aus, als Beweis, dass die Plagioklaseinsprenglinge auch in der letzten Phase der Gesteinsbildung noch fortzuwachsen vermochten. Ab und zu nimmt am Aufbau dieser Plagioklase sogar Orthoklassubstanz — erkenntlich an geringerer Lichtbrechung und gerader Auslöschung — in grösseren Feldern theil; zwischengeschobene mikroklinische Partien verrathen sich durch Gitterstreifung. Auch einheitliche, grössere Orthoklaskrystalle (Karlsbader Zwillinge, parallel der Zwillingsnaht gerade auslöschend!) konnten wahrgenommen werden. Quarzeinsprenglinge treten nur sehr spärlich auf; man gewinnt den Eindruck, als wären sie theilweise resorbirt worden; ihre Umrisse sind bald auffallend abgerundet, bald mit den Gemengtheilen der umgebenden Grundmasse granophyrisch verzahnt. Solche Quarze beherbergen dieselben Einschlüsse wie Granitquarz und lassen sich dadurch unterscheiden von der klaren, hexagonalen Mosaik secundär gebildeten Quarzes. Ausser Apatitkrystallen erscheint auch noch farbloser bis schwach röthlicher Granat in unregelmässig umgrenzten Körnern. — Die nicht reichlich vorhandene Grundmasse ist ein feinkörniges holokrystallines Quarz-Feldspathaggregat mit granophyrischen Verwachsungsformen, in welchem neben saurem Plagioklas aus Differenzen in der Lichtbrechung auch auf Orthoklas geschlossen werden darf, der durch Aetzversuche allerdings nicht sicher bestätigt werden konnte.

Das braune Gestein der äusseren Gangpartien entwickelt zum Theil ein wesentlich anderes Bild. Die reichlichen Hornblendeeinsprenglinge sind deutlich pleochroitisch: $c = b$ dunkelbraun, a hellgelb. (Absorption $c < b > a$); Auslöschungsschiefe von $c : c$ auf $(010) + 22°$. prismatische Endausbildungen fehlen. Auch die Biotite erscheinten in grossen Tafeln, parallel (001) dunkelbraun, senkrecht dazu hellgelb; es sind die Glimmer der Tonalite (Quarzglimmerdiorite)! Sie werden gelegentlich eingeschlossen von der Hornblende, so dass (001) des Glimmers zusammenfällt mit (100) des Amphibols; beide beherbergen zahlreiche automorph und xenomorph umgrenzte Magnetite, sowie Apatit. — An den Einsprenglingsplagioklasen fällt neben der stark alterirten basischen Kernsubstanz und der zonaren Hülle ein durch sein kräftiges Relief deutlich hervortretender, rahmenartiger Rand auf, dessen Zusammen-

Digitized by Google

setzung äusserst rasch von basischem zu saurem Plagioklas übergeht (Wechsel der Auslöschungsschiefe von — 30° bis + 20°), so dass man den Eindruck von undulöser Auslöschung erhält. Aehnliches kann auch an einer zweiten Generation wesentlich kleinerer Plagioklase deutlich wahrgenommen werden, die gerade dadurch ihre quadratischen, sechsseitigen und rechteckigen Umrisse merklich aus der Umgebung abheben. Als gleichalterig mit ihnen dürften die braunen Glimmerfetzen zu taxiren sein, die das ganze Gestein durchschwärmen und mancherorts durch Chloritisirung sich grünlich umfärben und an optischer Activität einbüssen. Das letzte Product der Gesteinsverfestigung erscheint wiederum als xenomorphkörniges Aggregat von Feldspath und Quarz mit Neigung zu sphärischen, centrischen und granophyrischen Structuren, die besonders gerne an die Ecken älterer Plagioklase sich anklammern und dadurch andeuten, dass der albitische, äusserste Rand derselben mit der jüngsten sauren Feldspathgeneration stofflich übereinstimmt. Für Anwesenheit von Orthoklas liessen sich weder durch die Lichtbrechung, noch aus der Aetzung genügend sichere Anhaltspunkte gewinnen. Im Gesteinsbilde lassen sich endlich noch unregelmässig gestaltete Felder erkennen, die von klarer Quarzmosaik eingenommen werden, aus welcher auch einzelne kleine Albite hervortreten. Sollten hier nicht Ausfüllungen miarolitischer Hohlräume vorliegen? — Farblose Körner von Granat und Spuren von dynamischer Beeinflussung des Gesteins sind nicht zu übersehen.

In Präparaten, die dem Gestein vom Westrand des Egardganges entstammen, erscheinen die braunen Glimmerfetzen der Grundmasse in ausgesprochen fluidaler Anordnung, die wohl primär sein dürfte; verworfene Plagioklase, zerbrochene Hornblenden und die nach den Gleitflächen verschobenen Tafeln der Biotiteinsprenglinge, sowie Anfänge von Kataklasstructur sind späteren Gesteinsbewegungen zu verdanken.

Das dichte, bis annähernd glasige Gestein von der Gangauskeilung am Tunnelende zeigt keine Hornblende mehr, während die braunen Biotite, sowohl als Einsprenglinge, als auch in der Grundmasse noch vorhanden sind; jene beherbergen zahlreiche Magnetite und Ilmenite (Leukoxenhaut!). Die Plagioklase tragen hier in ausgeprägter Weise den Stempel dynamischer Beeinflussung: das gequollene basische Korngerüst ist zum Theile zerstört, die zonare

Digitized by Google

Structur verwischt, die sauren Ränder erscheinen sericitisirt, respective paragonitisirt, desgleichen die feldspathigen Partien der Grundmasse; damit ging Hand in Hand eine Ausscheidung von Carbonat. Durch solche Vorgänge wird das ganze Gesteinsbild so sehr verändert, dass es ohne Kenntnis des normalen Habitus nicht richtig erfasst werden kann.

Sollen die hier beschriebenen Ganggesteine mit eugranitischen Gesteinstypen in substantielle Beziehung gebracht werden, so dürfte man in erster Linie jener Tonalite gedenken, die durch einen gleichmässigen Gehalt an Hornblende und Biotit neben spärlicherem Quarze sich kennzeichnen und eine mehr basische Gesteinsform repräsentiren; sie sind aus der Iffinger- und Ultenmasse nur untergeordnet bekannt geworden. Im Sinne der gegenwärtig zu recht bestehenden petrographischen Terminologie würden sonach im bisherigen „Töllit" die eigentlichen „Tonalitporphyrite" vorliegen. Indessen könnte das graugrüne Gestein der Gangmitte auch als „Quarzdioritporphyrit", das braune peripherische Ganggestein als „Amphibolbiotitdioritporphyrit" angesprochen werden.

C. Tonalitpegmatite.

Pegmatit durchsetzt in vielen Gängen, die von 10 Meter Mächtigkeit bis zur Kleinheit einer Ader herabsinken, besonders die Biotitgneisse- und Glimmerschiefer des Marlingerberges bei Meran; sie sind in der Karte von C. W. C. Fuchs (l. c.) detaillirter eingetragen. Am Ausgang des Vintschgaues, in der Umgebung von Ried und Aschbach, werden sie das herrschende Gestein. Sie lassen sich aber auch jenseits der Etsch, am Küchelberg bei Meran und im Spronserthal, sowie am Nordhange des Ultenthales mehrfach wiederfinden. In einem kleinen Steinbruch hinterhalb Bräuhaus Forst sind von solchen Pegmatitgängen complicirte Verbiegungen, concordant mit dem einhüllenden Gestein, prächtig aufgeschlossen. An den Windungen des berühmten Tappeinerweges in Meran sind sie verworfen, ausgequetscht und zu Linsen abgeschnürt. In solchen Lagen nimmt das sonst massige, gross- bis kleinkörnige Gemenge von zweierlei Feldspath (weisser Plagioklas und graublauer Mikroklin), Quarz und silberweissem Muscovit lenticulare bis schieferige Textur an, verbunden mit sericitischem Seidenglanz.

Digitized by Google

Nicht selten tritt zu diesem Gemenge ein braunschwarzer Biotit in niedrigen sechsseitigen Säulen, desgleichen rothbrauner Granat in Körnern, nach Fuchs auch schwarzer Turmalin.

Die mikroskopische Prüfung fügt wesentlich Neues nicht hinzu. Sie lässt den Plagioklas nach Relief und Auslöschungsschiefe als Andesin erkennen. Seine Krystallumrisse sind nur schlecht erhalten; sehr oft sind deutliche Periklinzwillinge noch nach dem Karlsbader Gesetz verzwillingt. Zonarstructur fällt nicht auf. Der Sericitirungsprocess liegt nur in Anfangsstadien vor; doch ist er zuweilen soweit vorgeschritten, dass auch makroskopisch auf den Spaltflächen sich ein unruhiger Seidenglanz einstellt. Daneben sind aber alle die bekannten mechanischen Phänomene — undulöse Auslöschung, Verbiegungen und Verwerfungen der Zwillingslamellen, Zerreissungen, Pseudozwillingslamellirung, Mörtelstructur — in ausgezeichneter Weise entwickelt, und sind wohl gerade deswegen die specifisch chemischen Auslösungen dynamischer Beeinflussung unterblieben. Ein Gleiches gilt von den unregelmässigen Feldern des Mikroklins, in denen überdies öfter reichliche Einschlüsse secundären Quarzes bemerkt werden können. Primärer Quarz erscheint in grösseren, klaren Flächen, die zwischen gekreuzten Nicols als mechanisch verschobene, undulös auslöschende Mosaik sich entpuppen und in starker Kataklase die grosse Sprödigkeit ihrer Substanz zum Ausdruck bringen. Ist neben Muscovit ein dunkelbrauner Biotit vorhanden, so spielt sich der erstere als randliche Umkränzung des letzteren auf in einer Weise, die den Eindruck erweckt, als ob auch hiefür mechanische Ursachen zu Grunde lägen. Tritt Muscovit allein auf, so bildet er grosse Blätter und ist dann jedenfalls primär. Farblose oder leicht blassrothe Körner von Granat, sowie im Vorkommen vom Tappeinerweg solche von bräunlichem Korund vervollständigen das einfache Gesteinsbild.

In Gneissen aus der unmittelbaren Nachbarschaft eines Pegmatitganges konnte Andalusit nachgewiesen werden. Nimmt man noch dazu das gleichzeitige reichlichere Auftreten von Granat, so dürften diese Contactproducte für die Auffassung dieser tonalitischen Pegmatite als Injectionsgänge in die Wagschale fallen.

Digitized by Google

D. Diabase und Hornblendekersantit.

1. Im Tonalit des Iffinger kommen auch noch einzelne Gänge von dunklen, graugrünen Gesteinen vor; solche trifft man beim Aufstieg von Obergsteir nach dem Naifjoch, sowie am Wege vom Missensteinpass zum Kratzbergsee; einen Block ähnlichen Gesteins fand Teller (l. c.) beim Abstieg vom Felderthal nach Aberstückl im oberen Sarnthal. Die grobkörnigen Nuancen, wie solche als 1 Meter mächtiger steilstehender Gang beim Kratzbergsee aufsteigen, zeigen auf frischen Bruch- oder Schnittflächen schon makroskopisch den Habitus von Diabasen.

Das Mikroskop bestätigt diesen ersten Eindruck vollkommen.

Lange und schmale Plagioklaszwillinge treten in automorphen Leisten divergentstrahlig zwischen xenomorphem Augit hervor. Bei den Feldspäthen löscht das alterirte Innere und der frische Rand fast gleichzeitig und annähernd gerade aus, während die zwischenliegende Zone auf P bis 10° Auslöschung zeigte. Verbogene Krystalle sind nicht selten; in anderen hat sich reichlich Zoisit und Epidot gebildet. Die Augite sind schwach pleochroitisch: c und b bräunlichgrau, a graugelb; auf (010) liegen von $c : c$ Auslöschungsschiefen von 39 bis 41°. In den randlichen Zonen zerfasert sich das Mineral zu graugrüner, wenig pleochroitischer Hornblende von 11° Auslöschung. Die faserigen Aggregate scharen sich zuweilen garben- und pinselartig zusammen; sie gehen gerne über in gelbgrüne Epidotkörner oder farblose stengelige Zoisite, unter Ausscheidung von Carbonat, oder verwittern zu grünlichen chloritischen Feldern. Derartige Vorgänge liegen in allen Stadien einer graduellen Entwicklung vor bis zum entschiedenen Vorherrschen der schilfigen Hornblende und nahezu vollständigem Verschwinden des Augites. Ich sehe hierin die Folgen dynamischer Beeinflussung, indem in solchen Gesteinen gleichzeitig auch die Feldspäthe entsprechend mechanisch oder substantiell verändert sind. Dem normalen Gesteinsbilde gehört in ziemlich reicher Menge endlich auch noch Ilmenit an, kenntlich an deutlichen, rhomboëdrischen Streifensystemen und Leukoxenhüllen, sowie zahlreiche schlanke, quergegliederte, gebogene und zerbrochene Apatitnadeln.

Mehrfach wollte es mir scheinen, als ob durch die Anwesenheit einer zweiten Generation kleinerer Feldspäthe, besonders

Digitized by Google

in feinkörnigen Gesteinsproben, sich eine porphyrische Structur erkennen lasse; leider zeigten dieselben nicht die wünschbare Frische und konnte der augitische Gemengtheil seines alterirten Zustandes wegen nicht zur Entscheidung beigezogen werden; doch neige ich mich dazu, einzelne der hier in Frage kommenden Gesteinsproben als „Diabasporphyrite" zu taxiren.

2. Im Streben, den von Teller (l. c. pag. 729) citirten „augitführenden Quarzporphyrit" bei Unter-Gsteir aufzusuchen, wurde in ähnlicher Localität ein 0·4 Meter mächtiger Gang aufgefunden, der zwischen einem quarzitischen Salband allmählich in gewöhnlichen Tonalit aufsteigt und nach unten sich in dunkelgrünen Repräsentanten der Schieferhülle verliert. Das dichte Ganggestein ist chloritisch gefärbt. In seinem mikroskopischen Bilde dominirt vor allem eine stengelig entwickelte, quer gegliederte, nicht schilfige, wenig pleochroitische Hornblende: b und c graugrün, a gelbgrün; Auslöschungsschiefe auf (010) von $c : c$ 20°. Dazwischen liegen noch kümmerliche körnige Reste von Augit ($c : c$ 42°!), indess der übrige Theil dieses spärlichen Gemengtheiles in Epidot übergegangen ist, der da und dort genetisch aber auch mit Hornblende zusammenhängt. Diese letztere zeigt vielfach undulöse Auslöschung und fasert sich gerne randlich aus, ein Vorgang, der auch der Chloritbildung wesentlichen Vorschub leistet, so dass grössere Felder des Gesteinsbildes entsprechend chloritisirt sind. Zwischen diesen gefärbten Gemengtheilen erscheint unregelmässig contourirte Plagioklassubstanz, auf deren Flächen Sericitglimmerschuppen und Epidotkörner sich angesiedelt haben, einzelne Lücken werden von secundärem Quarze ausgefüllt.

Es liegt ein stark alterirtes lamprophyrisches Ganggestein vor, das seiner ursprünglichen Zusammensetzung nach und in Anbetracht seiner geologischen Stellung zu den Hornblendekersantiten gezählt werden dürfte. Mit dem Gestein, das von Foullon (l. c.) ebenfalls vom Singkelchen beschrieben hat, mag es nicht identisch sein.

Digitized by Google

XIV. Der Eläolithsyenit der Serra de Monchique, seine Gang- und Contactgesteine.

Von **K. v. Kraatz-Koschlau** und **V. Hackman.**

(Hiezu Tafel IV und V.)

Literatur.

Ch. Bonnet, Algarve, Description géographique et géologique de cette province. Ouvrage approuvé et imprimé par l'Académie royale des Sciences de Lisbonne. Lisboa 1850.

R. Blum, Foyaït, ein neues Gestein aus Süd-Portugal. Neues Jahrbuch für Mineralogie. 1861, pag. 426—434.

Ch. P. Sheibner, Dr., On Foyaïte, an Elaeolitic Syenite, occurring in Portugal. Quart. Journal of the geol. Soc. 1879, pag. 42—47.

K. v. Seebach, Vorläufige Mittheilung über den Foyaït und die Serra de Monchique. Neues Jahrbuch für Mineralogie. 1879, pag. 270—271.

Dr. Leop. van Werveke, Ueber den Nephelin-Syenit der Serra de Monchique im südlichen Portugal und die denselben durchsetzenden Gesteine. Neues Jahrbuch für Mineralogie. 1880, II. Band, pag. 141—186.

M. Hunter und H. Rosenbusch, Ueber Monchiquit, ein camptonitisches Ganggestein aus der Gefolgschaft der Eläolithsyenite. Tschermak's mineralog. und petrograph. Mittheilungen. N. F. XI. Band, 1890, pag. 445—466.

Ueber Tinguaït cf. Rosenbusch, Mikroskopische Physiographie, III. Auflage, pag. 472 ff.

Stelzner, Foyaït von Portugal und San Vicente. Neues Jahrbuch für Mineralogie. 1881, I. Band, pag. 260.

P. Jannasch, Analyse von der Serra de Monchique (Cerro da Posada). Neues Jahrbuch für Mineralogie. 1884, II. Band, pag. 11.

K. v. Kraatz-Koschlau, Der geologische Bau der Serra de Monchique in der Provinz Algarve (Süd-Portugal). Verhandlungen des Naturhist. Med. Vereines zu Heidelberg. N. F. V. Band, 3. Heft, pag. 214—225, 1894.

Charles Bonnet hatte in einer geographischen und geologischen Beschreibung der Provinz Algarve (Süd-Portugal) im Jahre 1850 das Gestein, welches die Serra Monchique aufbaut, als Granit bezeichnet. Als solcher galt dasselbe, bis im Jahre 1859 Dr. W. Reiss an Ort und Stelle eine grössere Anzahl Handstücke sammelte, nach welchen Prof. R. Blum den neuen Gesteinstypus der Foyaïte,

Digitized by Google

nach dem höchsten Berg der Serra de Monchique benannt, aufstellte. Es ergab sich bei Blum's Untersuchung für das Gestein nicht nur eine abweichende mineralogische Zusammensetzung von Granit, sondern auch vom Syenit; denn obwohl es letzterem bei weitem näher stand, so fand doch Blum als wesentlich neuen Bestandtheil den Eläolith, wonach wir die Gesteinsfamilie heute als Eläolithsyenite bezeichnen; letzteren Namen wandte auch Blum neben Foyaït an. [1])

Nun ist zwar seit Blum's Arbeit die Serra de Monchique zu verschiedenen Malen zum Gegenstand von Untersuchungen gemacht worden. Ch. P. Sheibner lieferte 1879 eine petrographische Beschreibung verschiedener Gesteinsvarietäten nebst einer geologischen Kartenskizze. Die Karte kann nicht auf grosse Genauigkeit Anspruch machen, lässt aber ungefähr die Form des Massivs erkennen, während in der petrographischen Beschreibung der Dünnschliffe ein Hinweis auf die Art des Zusammenhanges der Gesteinsvarietäten fehlt. Dr. L. van Werveke untersuchte 1880 die von K. v. Seebach gesammelten Handstücke mikroskopisch; doch auch ihm fehlten genauere Angaben über das Auftreten einzelner Abänderungen in der Natur, da K. v. Seebach nicht mehr die Zeit gefunden, seine Mittheilungen zu veröffentlichen; wir besitzen von ihm nur eine kurze Angabe über die Beobachtung von Hornfels am Contact des Eläolithsyenits mit Schiefer.

Es interessirte uns daher trotz der sorgfältigen petrographischen Beschreibungen van Werveke's, in dem so lange gekannten Gebiet die geologischen Beziehungen der Gesteinsabarten zu einander, die Wirkungen der Contactmetamorphose, und das Verhältnis der auftretenden Gänge im Eläolithsyenit zu studiren. Elf Tage des Spätsommers 1893 genügten uns, ein im wesentlichen klares Bild des geologischen Aufbaues der Serra zu gewinnen, wenn auch natürlich in so kurzer Zeit an eine erschöpfende Aufnahme nicht gedacht werden konnte.

Man kann mit der Bahn die Serra de Monchique nicht erreichen, doch führt von Süden, vom Hafenort Villa Nova de Portimão, eine gute Chaussee in's Gebirge. Die nächste Bahnstation, Saboia de

[1]) Es mag hier bemerkt sein, dass die portugiesische Karte „Levantada, construida e gravada pela Direiccao geral dos trabalhos geodesicos do Reino (1884)" Foïa schreibt, welcher Schreibweise wir folgen.

Digitized by Google

Monchique, liegt im Norden und ist noch etwa 5 Wegstunden vom Dorf Monchique entfernt. Auf der portugiesischen Karte führt von Saboia in's Gebirge eine breite Landstrasse; diese aber erweist sich in Wahrheit als ein schmaler Saumpfad. Der Weg führt für unser Auge oft kaum kenntlich durch ödes Land, das von halbtrocknem Buschwerk und Gras bedeckt ist, aus dem hier und da grau und staubig eine alte Olive aufragt. Auch die unfruchtbaren Schieferhöhen, zu denen der Saumweg emporsteigt, sind von grauem Gestrüpp bestanden und erst an der Grenze zum Eläolithsyenit gewinnt das ganze Landschaftsbild einen anderen Charakter. An dem breiteren Weg stellen sich Gehöfte ein, die Bergabhänge sind mit Mais bepflanzt oder tragen in ihrem dunkelkohligen Aussehen die Spuren von unlängst abgebranntem Farn und Heidekraut, welche den Boden für die neue Ernte düngen sollen. Die Strasse zieht sich bald hinab in das Erosionsthal, welches die Hauptberge Foia und Picota trennt, und an dessen Nordwestabhange, überragt vom Gipfel der Foia, das Dorf Monchique liegt. Das Thal ist von mittelhohem Buchenwald bestanden, in der Nähe des Dorfes gedeiht zahlreich die Edelkastanie und nach Süden, nach dem kleinen Bade Caldas de Monchique zu, stellen sich Korkeichen und Oliven ein. Der Wald zieht sich nur wenig über das unter circa 400 Meter Höhe liegende Dorf hinauf. Zwischen den dann folgenden Felsblöcken sind nur hier und da noch kleine Maisculturen angelegt. Der Gipfel und ein grosser Theil der Abhänge (abwärts bis circa 500 Meter) der Foia ist kahl und von einem Blockmeer bedeckt, während auf dem Kamm der Picota Krummholz-Kiefern und anderes niederes Gestrüpp die Bewegung erschweren.

Das Eläolithsyenit-Massiv von Monchique liegt 37° 17′ — 37° 20′ nördlicher Breite und 0° 28′ bis 0° 39′ östlicher Länge von Lissabon. Die grösste Längenausdehnung besitzt das Gebirge von der Ortschaft Marmelete bis Alferce; dieselbe beträgt ziemlich genau 15·5 Kilometer. Die grösste Breite wird von Caldas de Monchique bis zu dem Punkte erreicht, wo die Landstrasse, welche vom Dorfe Monchique nach Norden führt, den Contact zwischen Eläolithsyenit und Sedimentgestein, Schiefer und Sandsteinen aufschliesst; sie beläuft sich auf wenig über 5·5 Kilometer. Der gesammte Flächeninhalt des vom Eläolithsyenit eingenommenen Gebietes beträgt circa 60 Quadrat-Kilometer und folgt so nach dem von

Digitized by Google

Frank D. Adams entdeckten canadischen und dem von Ramsay und Hackman beschriebenen Kolaer Massiv an dritter Stelle. Anhaltspunkte für eine einwandfreie Bestimmung des geologischen Alters der Serra sind nicht vorhanden. Folgt man jedoch den Anschauungen von Suess, so wäre sie zur spanischen Masse zu rechnen, welche intercarbonisch gefaltet wurde. Jedenfalls gehört das Gebirge zu den abradirten Kettengebirgen im Süden der Pyrenäischen Halbinsel, welche, wie die Sierra Morena in Spanien, im grossen und ganzen Ost-West streichen oder wenigstens ihre grösste Längsausdehnung in ost-westlicher Richtung besitzen. Wie die an den meisten Punkten deutlich contactmetamorph veränderten Culmschiefer und Sandsteine beweisen, fand die Syeniteruption post-culmisch statt; eine Verwerfungsgrenze gegen das umliegende Gestein ist nirgends vorhanden, dürfte also höchstens in diesem zu suchen sein. Das Eruptivgestein zeigt nirgends irgendwie bemerkenswerte Druck- oder Faltungserscheinungen, kann also kaum einer späteren tektonischen Bewegung unterlegen sein. Mit grösster Wahrscheinlichkeit ist die Zeit der Eruption intercarbonisch, denn es haben späterhin keine Bewegungen stattgefunden, welche zu einem Ausbruch an dieser Stelle mit Wahrscheinlichkeit hätten führen können.

Das Tiefengestein erhebt sich aus dem umliegenden Hügelland, welches von Thonschiefer, Grauwackeschiefer und Grauwacke, beziehungsweise Sandstein (ähnlich dem rechtsrheinischen Culm) gebildet wird, in zwei Hauptbergzügen. Die höchsten Erhebungen des umgebenden Culmgebirges übersteigen nur im Nordwesten 400 Meter, ragen im Süden an wenigen Punkten mehr als 300 Meter über den Meeresspiegel empor, um dann schnell abfallend unter jungtertiären Ablagerungen zu verschwinden und nur am Meere noch einmal hervorzutreten. Die Hauptspitzen des Eläolithsyenits, Foia und Picota, erreichen die Höhe von 902, beziehungsweise 774 Metern; dabei verläuft der Hauptkamm der Foia genau ostwestlich, während sich die Picota in nordost-südwestlicher Richtung erstreckt. Beide Bergzüge sind durch ein fruchtbares, auf der Thalsohle reichlich durch Humus bedecktes Erosionsthal „O Barrocal" geschieden. Die nicht sehr wasserreichen Bäche, welche dem Hauptbache des Thales tributpflichtig sind, führen durch diesen ihre Wässer bei Villa Nova de Portimao der portugiesischen Südküste zu. Wenig nördlich des Dorfes Monchique befindet sich ein

Digitized by Google

niederer Thalriegel, welchen man fast, ohne es zu bemerken, überschreitet; doch auch die nördlich dieser Wasserscheide entspringenden Quellen liefern ihre Wässer schliesslich nach der Südküste. Nur die Bäche, welche die Nordwesthänge der Foia entwässern, gelangen zumeist durch den Rio d'Aljezur zur Westküste. Ausser den mächtigen Bergrücken der Foia und Picota sind es nur wenige Hügel, die durch ihre besondere Form auffallen. Charakteristisch unter diesen ist besonders der Peso (614 Meter hoch); er hat die Gestalt eines spitzen Kegels und ist durch eine Windmühle bekrönt, die ihn weithin als Wahrzeichen erscheinen lässt, so dass man seiner beim Anmarsch aus Norden zuerst ansichtig wird. Ein ähnlicher, steiler Hügel findet sich an der Nordostecke des Massivs, wo derselbe nahe dem Gehöft Pedra Branca zu einer Höhe von 486 Metern ansteigt.

Der am meisten bevölkerte Theil der ganzen Gegend ist das Thal, welches sich von Monchique nach dem kleinen Bad Caldas de Monchique hinabzieht; dort reiht sich in Abständen von wenig hundert Metern Gehöft an Gehöft; das Thal ist ausserordentlich fruchtbar, und die Oliven von Monchique sind in ganz Portugal berühmt; auch das im äussersten Nordosten des Gebietes gelegene Alferce erfreut sich einer gewissen Wohlhabenheit und ist seiner Orangen wegen bekannt.

Da das Gebirge bis auf die Thalsohle des Barrocal und die Maisfelder, welche sich umgrenzt von Blöcken, schräg oder terrassenförmig an den inneren Thalhängen hinaufziehen, meist den kahlen anstehenden Fels zeigt, ist es leicht, die Absonderungs- und Verwitterungserscheinungen zu beobachten. Dieselben sind durchweg die gleichen, wie beim Granit. Die Hochflächen und die Abhänge der Foia und Picota sind bedeckt von grossen, wollsackförmigen und kugligen Blöcken; die grössten wurden wenig westlich von Caldas beobachtet, wo einige kuglige Blöcke von Haushöhe festgerammt sind. Nur wenn das Gestein, wie am Kamm der Foia, streckenweise feinkörnig bis dicht wird, zeigen die Blöcke scharfkantige und eckige Formen. Die Vergrusung ist im ganzen Gebiete ziemlich gering. Der Weg jedoch, welcher von Monchique nach Marmelete führt, ist stellenweise 10 bis 20 Fuss tief im Gesteinsgrus eingeschnitten, und an der Strasse nach Caldas findet sich eine Partie, wo grössere Felsblöcke — ein beginnendes Felsenmeer — im Grus eingebettet liegen. Sonst ist

Digitized by Google

die Verwitterung noch an vielen Stellen des Contacts bemerkbar, wo der feinkörnige Eläolithsyenit infolge der Zersetzung häufig wie ein gelblicher Sandstein erscheint.

Die Gesteinsmassen sind ihrem Korn und ihrer Zusammensetzung nach nicht so wechselnd, wie man nach den bisherigen Beschreibungen wohl annehmen sollte. Natürlich wurden möglichst verschiedenartige Handstücke gesammelt und dadurch der Schein grösster Mannigfaltigkeit erweckt. Der ganze Höhenzug der Picota von Alferce bis Caldas ist mit Ausnahme der Contactnähe aus einem eläolithreichen, mittel- bis grobkörnigen Syenit aufgebaut, der allerdings gelegentlich local deutlich porphyrisch wird und dann häufig durch die Stellung der Feldspathe fluidale Structur zeigt, aber sonst auffallend gleichförmig bleibt. Dieses grobkörnige Gestein erstreckt sich von Caldas über Casaës hinaus nach Westen, ebenso im Norden bis wenig westlich über die Strasse, welche durch das Dorf Monchique führt und macht ungefähr die Hälfte des Massivs aus. Obgleich der Uebergang zu dem Eläolithsyenit des Foiazuges kein ganz plötzlicher ist, auch petrographisch nirgends eine scharfe Grenze zwischen den Gesteinen der Foia und Picota besteht, so ist der Syenit der Foia im grossen und ganzen bis auf eine pegmatitische Ausscheidung dicht oberhalb des Dorfes Monchique feinkörniger; auf dem Kamm der Foia tritt ein schneller Wechsel in den Massencombinationen der dunklen Mineralien und in der Korngrösse ein, und so war van Werveke, dem nur die extrem verschiedenen Gesteine vorlagen, gerechtfertigt, wenn er von zwei verschiedenen, zeitlich getrennten Eruptionen sprach. Es macht den Eindruck, als stellen die Gesteinsmassen der Picota nebst denen des Thales tiefer erstarrte Formen dar, während die Massen der Foia dem Contact mit dem umliegenden Gestein näher gelegen haben mögen; diese Ansicht wurde auch durch die nicht unbedeutenden Höhenunterschiede unterstützt.

An beiden Bergzügen treten, meist unscharf begrenzt, nie in der Gestalt deutlicher Gänge, feinkörnige, saure Schlieren auf. Ausser diesen finden sich an der Foia und Picota gleichartige, grosse und kleine basische Ausscheidungen. Drei solche nehmen grössere Dimensionen an; zwei werden von der Strasse Monchique-Caldas geschnitten, während sich die dritte am Südostabhang der Foia findet.

Digitized by Google

Der normale Eläolithsyenit wird nahe am Contact durchweg feinkörnig. Die Grauwacken und Schiefer des Culms zeigen an den meisten Stellen deutlich die Wirkung der Contactmetamorphose und sind in Hornfelse oder Knotenschiefer umgewandelt; die Contactzone weicht von der eines Granites makroskopisch nicht merklich ab. Die Breite der Contactzone ist sehr verschieden, doch beträgt sie, wo sie überhaupt beobachtet wurde, immer mehrere Meter. Ihre grösste Breite wurde zu wohl mehreren 100 Metern bei dem Aufschluss des Contactes durch die Strasse nach Saboïa de Monchique beobachtet, doch ragten hier Eläolithsyenitapophysen in den Schiefer, so dass dies Verhältnis nicht als Regel angesehen werden kann. An einzelnen Stellen des Contactes erscheint die Grauwacke makroskopisch unverändert. Es bleibt immerhin bemerkenswert, dass eine so grosse Breite der Contactzone, wie bei Graniten von ähnlicher Mächtigkeit, nur an wenigen Stellen beobachtet wurde. Hingegen erscheint es natürlich, dass die Contactwirkungen des Eläolithsyenits denen des Granits so gleichen, da wir es in beiden Fällen hauptsächlich mit Veränderungen zu thun haben, welche durch die Temperatur des Eruptivgesteins bedingt sind. Pneumatolytische Vorgänge liessen sich am Contact in grösserer Ausdehnung nicht verfolgen; nur die recht wenig verbreitete Bildung grösserer Turmalinkrystalle am Contact wäre wohl hieher zu rechnen.

Die Serra de Monchique ist von zahlreichen Gängen durchzogen, welche den Eläolithsyenit vorherrschend in den Richtungen NS., NO.—SW., NW.—SO., durchsetzen. Nur ein Gang besass die Streichrichtung OW., während die anderen Streichrichtungen sich in ziemlich gleicher Häufigkeit fanden; die Streichrichtung der Gänge ist also häufig senkrecht oder annähernd senkrecht zur Längserstreckung des Gebirges. Oft folgen auf eine kurze Strecke zwei, drei oder mehr Gänge parallel streichend aufeinander; einmal wurde beobachtet, dass sich zwei Monchiquitgänge unter einem Winkel von circa 45° schnitten. Die Mächtigkeit der Gänge variirt namentlich bei den Monchiquiten von Fingerdicke bis über 2 Meter Breite, doch sind solche von $^1/_2$ bis 1 Meter am häufigsten. Es finden sich auch Klüfte von derselben Streichrichtung und ähnlicher Mächtigkeit, wie die Gänge (z. B. wenig oberhalb von Caldas de Monchique die Chaussee kreuzend), welche ausgewitterte Gänge darstellen dürften. Die Ganggesteine gehören der Gruppe der camptonitischen

Digitized by Google

Ganggesteine, der Tinguaïte, Eläolithsyenitporphyre und Bostonitporphyre an; Alnöite treten nicht auf. Die Gänge konnten mit Sicherheit nicht bis in den umgebenden Schiefer verfolgt werden, doch treten nach den Angaben von Macpherson[1]) bei Olheiro unweit Figueira und südöstlich von Villa do Bispo Gesteine auf, welche möglicherweise Ganggesteine aus der Gefolgschaft der Eläolithsyenite sind. Leider konnten diese Localitäten wegen Eintritts der Herbstregen nicht von uns besucht werden.

I. Der Eläolithsyenit.

Von K. v. Kraatz-Koschlau.

1. Der grobkörnige Eläolithsyenit der Picota.

Das herrschende Gestein der Picota ist grobkörnig und lässt makroskopisch vor allem Feldspath und Eläolith erkennen; dunkle Silicate werden ebenfalls sichtbar, aber sie sind nach dem Augenschein nicht leicht zu bestimmen, da ihre Dimensionen bedeutend hinter denen des Feldspaths und Eläoliths zurückbleiben. Titanit findet sich überall verbreitet in schön honiggelben Krystallen, welche die Grösse von 2—3 Millimetern erreichen. Die Feldspathe haben einen hellgrauen, die Nepheline meist einen röthlichbraunen, seltener einen grauen Farbenton, und diese beiden Mineralien — Feldspath und Eläolith — bestimmen den Gesammteindruck des Gesteins, da sie die dunklen Bestandtheile in solchem Grade überwiegen, dass letztere bei flüchtiger Betrachtung kaum wahrgenommen werden. Die Korngrösse des Gesteins schwankt nur innerhalb geringer Grenzen und hauptsächlich infolge verschiedener Grösse der Feldspathkrystalle. Die Structur ist richtungslos körnig bis deutlich trachytoïd, letzteres bedingt durch die leistenförmige Entwicklung der Feldspathe. Dort, wo mehr trachytoïde Structur auftritt, nimmt man oft schon mit blossem Auge Flusspath in kleinen, schön dunkelvioletten Körnern, ausserdem seltener kleine Blättchen eines farblosen Glimmers wahr. Neben diesen Mineralien wird nur an wenigen Stellen der

[1]) J. Macpherson, Étude des Roches Éruptives recueillies par M. Choffat dans les Affleurements secondaires au sud du Sado. Extrait des Communicacoes da Commisao dos Trabalhos geologicos. Tom. I, Fasc. II.

Digitized by Google

Sodalith infolge hellblauer Farbe für das Auge sichtbar, während er sich sonst bei grauer Farbe im Grau der Feldspathe verliert. An verwitterten Stellen besteht die Oberfläche des Gesteins aus scharfwinkelig sich schneidenden Feldspathleisten, zwischen denen der Eläolith ausgewittert ist. An einzelnen Stellen des Massivs zeigt das Gestein infolge einer vorzüglichen Parallelanordnung der Feldspathe ausgezeichnete Fluidalstructur; an grösseren Platten kann man auch eine strudelähnliche Stellung der Feldspathe beobachten. An diesen Stellen gewinnt der Syenit eine auffallend porphyrische Structur; die Feldspathe zeigen theilweise poikilitische Verwachsung mit Augit; die dunklen Mineralien bilden mit dem hier ziemlich sparsamen Nephelin eine Zwischenklemmungsmasse, und stellenweise erscheinen ausser den Feldspathen in der Rolle porphyrischer Einsprenglinge schwarze Putzen, in welchen makroskopisch Glimmerblättchen zu unterscheiden sind.

Bei der mikroskopischen Untersuchung dieser Gesteinsmassen konnten, ungefähr nach der abnehmenden Häufigkeit geordnet, folgende Mineralien nachgewiesen werden: Feldspath (natronhaltiger Orthoklas + Mikroklin, Albit), Nephelin, Diopsid mit Aegirinaugitrand, Biotit, Titanit, Sodalith, arfvedsonitähnliche Hornblende; Flussspath, Lithionglimmer, ein Titanmineral (Brookit?), Rutil, Eisenerze, Apatit, Kiese; ferner als Zersetzungsproducte Cancrinit, Zeolithe, Calcit, Muscovit.

Der Feldspath ist überall das herrschende Mineral im Gestein, seine Krystalle sind nach der *c*-Axe gestreckt, nach *M* (010) taflig und von den Flächen *P* (001), *M* (010), *T* (110), *x* ($10\bar{1}$), *y* ($20\bar{1}$) begrenzt. Die Spaltbarkeit nach *P* (001) und *M* (010) ist vollkommen, so dass diese Flächen in den Handstücken durch ihren lebhaften Glanz auffallen. Da die Feldspathe meist nur nach dem Karlsbader Gesetz verzwillingt, im übrigen aber ohne Zwillingslamellirung auftreten, ist es nicht ohne weiteres zu entscheiden, inwieweit Orthoklas oder Mikroklin an der Zusammensetzung des Gesteins betheiligt sind. Die Aufklärung hierüber konnte nur durch die Anfertigung orientirter Schliffe gewonnen werden, und die Untersuchung dieser ergab, dass Orthoklas und Mikroklin in nahezu gleicher Menge vorhanden sind. Der Orthoklas zeigt parallele Auslöschung auf *P* (001) und eine durchschnittliche Auslöschungsschiefe von 8—11° auf *M* (010) zur Kante *P*/*M*. Er gehört demnach in die

Digitized by Google

Reihe der von Brögger beschriebenen Natronorthoklase, jedoch wurde eine so hohe Auslöschungsschiefe wie bei den Krystallen der norwegischen Gesteine nur ausnahmsweise beobachtet. Ausser den Spaltbarkeiten nach $P(001)$ und $M(010)$ ist eine dritte Art von Spaltrissen nach einer Fläche der orthodomatischen Zone immer recht deutlich zu erkennen. An orientirten Präparaten wurde der Winkel dieser Risse zu $P(001)$ als 66° 30′, 67° 30′, 68° 30′, 69° 30′ gemessen; es beziehen sich diese Zahlen je auf den Durchschnitt mehrerer untereinander nahe übereinstimmender Messungen von — soweit das zu beurtheilen war — annähernd gleicher Güte. Nimmt man den Durchschnitt dieser Messungen zu 68°, so würde sich daraus ein Doma $(\bar{1}\bar{2} . 0 . 1)$ oder $(\bar{1}\bar{3} . 0 . 1)$ berechnen lassen. Dies Zeichen ist zwar nicht als sicher anzusehen; es wurden jedoch hier die Messungen angeführt, weil bei denselben der von Brögger angegebene Spaltungswinkel für $(\bar{8}01)$ 72° 2½′ niemals erreicht wurde, sondern der höchste gemessene Winkel 69° 30′ betrug. Die Zwillingsbildung nach dem Karlsbader Gesetz ist beim Orthoklas durchaus die Regel, daneben kommen auch Zwillinge nach dem Bavenoer Gesetz vor, während einfache Krystalle verhältnismässig selten sind. Mikroklin mit deutlicher Zwillingslamellirung ist im Gestein nicht häufig.[1]) Es treten vielmehr zumeist anscheinend einfache Individuen auf, bei denen auf $P(001)$ alle Auslöschungsschiefen von 1½—18° beobachtet wurden. Diese erklären sich wohl am besten durch die Zwillingsverwachsung verschieden breiter rechter und linker Mikroklinlamellen, respective durch kryptoperthitische Verwachsung von Mikroklin und Orthoklas. Wo die Feldspathe als porphyrische Einsprenglinge in der fein bis mittelkörnigen Grundmasse liegen, tritt häufig Zwillingslamellirung nach dem Albit-, nicht nach dem Periklingesetz auf. Es lässt sich hier geradezu die Beschreibung Brögger's anwenden[2]): „Der Mikroklin ist entweder (häufig) ohne Gitterstructur, theils über grössere Partien einheitlich auslöschend, theils mit einer feinen Zwillingsstreifung nach dem Albitgesetze oder gemengt mit inselartig eingesprengten Partien von Mikroklin in Zwillingsstellung zum Hauptindividuum."

Bei den mikroperthitischen Verwachsungen der Feldspathe treten schmale Lamellen eines durch stärkere Lichtbrechung ausge-

[1]) cf. Rosenbusch, Physiographie, III. Aufl., Bd. II, pag. 150.

[2]) Brögger, Zeitschrift für Krystallographie, Bd. XVI, pag. 561.

Digitized by Google

zeichneten Feldspathes auf, der weder zum Orthoklas, noch zum Mikroklin gezählt werden kann. Individuen, die diesen dritten Feldspath in Verwachsung besitzen, sind ziemlich verbreitet; dieselben dürften durchwegs dem Albit angehören, wofür auch die Thatsache spricht, dass die Analyse neben hohem Natrongehalt nur wenig Kalk ergibt.[1]) Krystalle, die nur aus Albitsubstanz bestehen, treten gegenüber den anderen Feldspathen ganz zurück. Die Feldspathmineralien sind selten ganz frisch; bei der Umwandlung in sehr feine Muscovitschüppchen und kaolinartige Substanz wird der Orthoklas schneller angegriffen, als der Mikroklin. Die Verschiedenheit in der Zersetzung der Feldspathe tritt namentlich bei der inselartigen Verwachsung der verschiedenen Glieder dieser Mineralgruppe hervor; an solchen Individuen ist häufig ein Theil des Krystalles ganz frisch, die dazu in Zwillingsstellung befindlichen, eingewachsenen Partien vollkommen getrübt und umgewandelt, so dass oft nicht mehr zu constatiren ist, was hier ursprünglich vorlag.

Im Feldspath liegen theils in scharf umgrenzten sechsseitigen Durchschnitten, theils — und das ist der weitaus häufigere Fall — in rundlichen Körnern die isotropen Sodalithe. Die Körner sind gewöhnlich erfüllt mit Erzkörnchen und fast immer zersetzt. Das zeolithische Aggregat, welches bei der Zersetzung entsteht, ist optisch nicht sicher zu bestimmen, nach seinem chemischen Verhalten dürfte dasselbe Natrolith sein. Zur sicheren Erkennung des Sodaliths wurde mit geprüft reiner HNO_3 und $AgNO_3$ die Chlorreaction ausgeführt; dieselbe war überall, wo sich die isotropen Durchschnitte fanden, sehr deutlich, während Schwefelsäure, ausser in kiesführenden Gesteinsstücken, nicht nachgewiesen werden konnte. Es muss hieraus geschlossen werden, wie das seinerzeit schon van Werveke gethan hat, dass bei Sheibner eine Verwechslung zwischen Nosean und Sodalith unterlief, da Letzterer aus der von den Pyriten stammenden Schwefelsäure auf die Anwesenheit von Nosean schloss. Nur an wenigen Stellen im Picotagebiet wird der Sodalith infolge hellhimmelblauer Färbung makroskopisch sichtbar (Cerro de S. Pedro). Seine Verbreitung erscheint ziemlich regellos, indem er bald in einer grossen Anzahl von Individuen erscheint, bald ganz zurücktritt und

[1]) cf. Ussing bei Rosenbusch, Physiographie, Bd. II, pag. 150. Es gilt hier was Ussing von den Feldspathen der Eläolithsyenite sagt: M (010) ist bei den grösseren Individuen meist die Verwachsungsfläche.

Digitized by Google

verschwindet; als wesentlicher Gemengtheil kann er daher nicht betrachtet werden.

Dem Feldspath folgt als nächst häufigstes, helles Mineral der Nephelin. Derselbe ist in der Hauptmasse der Picota fast immer nur in allotriomorphen Krystallen und körnigen Massen vorhanden; einzig da, wo das Gestein bei grobem Korn porphyrisch struirt ist, treten zuweilen wohl begrenzte Nephelinkrystalle auf, und solche Abarten des Picotasyenits müssen Blum und Sheibner zur Untersuchung vorgelegen haben. Der Nephelin ist fast immer wasserhell und überall im Gestein weniger zersetzt, als der Feldspath. Die beiden Spaltbarkeiten nach $m\{10\bar{1}0\}$ und $c\{0001\}$ treten deutlich hervor, namentlich die prismatische; ausserdem sind die Krystalle von zahlreichen, unregelmässigen Sprüngen durchzogen. Die Nepheline sind erfüllt von meist prismatisch gestreckten Gas- und Flüssigkeitseinschlüssen, welche nicht selten die Form negativer Krystalle annehmen; dieselben folgen häufig genau der prismatischen Spaltbarkeit und erscheinen in basischen Schnitten zonar angeordnet; neben diesen Gas- und Flüssigkeitseinschlüssen finden sich Krystallmikrolithe, unter denen Aegirinnädelchen deutlich zu erkennen sind, und Erzpartikel. Der Nephelin erleidet auch da, wo die Zersetzung begonnen hat, keine allmähliche Trübung, sondern seine Umwandlungsproducte sind wasserhell, wie das ursprüngliche Mineral; der Nephelin ist gerade an der mangelnden Trübung leichter, als durch seine sonstigen optischen Eigenschaften vom Feldspath zu unterscheiden. Seine Umwandlungsproducte sind hauptsächlich Analcim und Cancrinit, von denen der letztere in allen nicht ganz frischen Gesteinspartien auftritt. Der Cancrinit zeigt prismatische Entwicklung ohne scharfe Endigungen und häufig Querrisse zur Längserstreckung; die Prismen bilden zuweilen ein System von Krystallen, welche sich unter 60°, beziehungsweise 120° schneiden. Der Analcim ist weit seltener als der Cancrinit; er nimmt gewöhnlich den ganzen Raum des ehemaligen Nephelins ein, ist wasserhell und verräth sich durch seine felderweise verschiedene Doppelbrechung; neben dem Analcim liegt häufig Calcit, kenntlich durch Spaltrisse, Doppel- und Lichtbrechung.

Von den dunklen Silicaten ist an der ganzen Picota ein Diopsid mit Aegirinaugit und seltener Aegirinumrandung das verbreitetste. Die Krystalle sind in der Prismenzone meist, an

Digitized by Google

den Enden seltener gut begrenzt. Die typische Formenentwicklung in der Prismenzone ist Orthopinakoid (100) und Prisma (110), nicht so häufig tritt das Klinopinakoid auf. Die prismatische Spaltbarkeit ist stets ausgezeichnet entwickelt, und der Aufbau der Krystalle fast immer zonar; dabei wird die Mitte hellgrün bis fast farblos, der Rand je nach der Orientirung grasgrün bis gelblichgrün oder gelblichbraun durchsichtig. Die hellere Innenzone nimmt meist den grösseren Theil des Krystalles ein, und zuweilen fehlt die dunklere Aussenzone ganz. Der Uebergang von innen nach aussen erfolgt schnell, aber nicht unvermittelt (vergl. Fig. 1, Taf. IV); eine scharflinige zonare Abgrenzung, wie bei den titanreichen Augiten der Limburgite, wurde an den vorliegenden Augiten nur ganz ausnahmsweise beobachtet, und zwar nur dann, wenn Centrum und Rand der Auslöschungsschiefe nach stark verschieden waren. Im inneren Theile der Krystalle ist Pleochroismus nicht deutlich wahrnehmbar. Das Centrum dürfte nach der optischen Orientirung dem Diopsidmolecül, welchem etwas gemeiner Augit beigemischt ist, angehören. Die Auslöschungsschiefe erreicht im Maximum 45°, bei der porphyrischen Ausbildung des Eläolithsyenits ist auch der Kern etwas stärker gefärbt. Die randliche Zone gibt als niedrigste Auslöschungsschiefe 30° und ist sehr deutlich pleochroitisch: die der *c*-Axe nächstgelegene Elasticitätsaxe entspricht der grössten Elasticität, der Pleochroismus ist a = tief grasgrün, b = gelblichgrün und c = braungelb; es liegt hier also ein Pleochroismus ähnlich dem der Aegirine von Kola vor, während alle Eigenschaften mit dem Aegirinaugit Rosenbuch's übereinstimmen.[1]) Die Augite liegen mit den anderen farbigen Mineralien gewöhnlich zu unregelmässigen Gruppen vereinigt, so namentlich mit Erzpartikeln, Biotit und Titanit. Magnetit in unregelmässigen Körnern findet sich häufig als Einschluss im Augit, daneben kommen zuweilen zahlreiche Apatitkrystalle und winzige Glimmerblättchen als Einschlüsse vor. Der Augit des Eläolithsyenits wurde von A. Merian[2]) mit dem nachstehenden Resultate analysirt:

---

[1]) cf. Physiographie, III. Aufl., I. Bd., pag. 536.

[2]) A. Merian, Studien an gesteinsbildenden Pyroxenen, N. J. B. B. III, 1885, pag. 271 f.

Digitized by Google

SiO_2	42·27
TiO_2	0·92
Al_2O_3	8·67
Fe_2O_3	13·93
$Fe(Mn)O$	6·24
MgO	10·95
CaO	12·32
Na_2O	3·66
K_2O	2·12
	101·08
Specifisches Gewicht	3·473

Der Augit war aus einem Handstück vom Barranco do Banho isolirt, welches sich in der hiesigen Universitätssammlung befindet, so dass ich den Pyroxen im Schliff vergleichen konnte. Derselbe hat hellgrünen Kern und dunkelgrüne Umrandung; die höchste Auslöschungsschiefe im Centrum beträgt 42°; die Umrandung besteht aus Aegirinaugit. Aus den berechneten Atomverhältnissen leitete Merian folgende Molecüle ab:

$4\,MgCaSi_2O_6$	40%
$2\,FeCaSi_2O_6$	20%
$2\,MgAl_2SiO_6$	20%
$2\,Na_2\overset{III}{Fe_2}SiO_6$	20%

Ob das hypothetische Molecül $Na_2\overset{III}{Fe_2}SiO_6$ wirklich vorhanden ist, kann natürlich nicht entschieden werden. Jedenfalls entspricht der Kern der Krystalle einer Mischung von Diopsid und gemeinem Augit und je nach dem Vorherrschen des einen oder anderen Molecüls wechselt die Auslöschungsschiefe; in der Umrandung liegt, nach dem optischen Verhalten zu urtheilen, eine Mischung von gemeinem Augit- und Aegirinmolecül vor, der in den meisten Fällen eine Auslöschungsschiefe von 30—35° entspricht. Der Einfluss, welchen das hypothetische Silicat $Na_2Fe_2SiO_6$ auf die Auslöschungsschiefe haben würde, kann allerdings nicht in Rechnung gebracht werden. Im porphyrisch entwickelten Eläolithsyenit, wie in der Contactnähe tritt gewöhnlich das Diopsidmolecül gegenüber dem Aegirinaugit zurück, und die Uebergänge von Kern zu Rand werden ganz allmählich, während im normalen Gestein der Picota der Kern wohl aus fast reinem Diopsid, der Rand aus Aegirinaugit besteht.

Digitized by Google

In wenigen Schliffen des Picotagesteins erscheint Hornblende in unregelmässig begrenzten Fetzen als Einschluss in den Augiten. Sie tritt in Gesteinsmassen auf, welche sich im übrigen in nichts vom normalen Eläolithsyenit unterscheiden, so dass sich auf ihr Vorhandensein keine Trennung gründen lässt. Die Hornblende besitzt schwache Doppelbrechung und gehört den blaugrünen Farbentönen nach der Arfvedsonitreihe an. Die Dispersion der Elasticitätsaxen ist gross, der Pleochroismus deutlich wahrnehmbar; die optischen Eigenschaften sollen später bei den Foiagesteinen näher besprochen werden.

In der Häufigkeit folgt je nach dem Handstück der Titanit oder der Biotit dem Aegirinaugit. Der Titanit scheint im normalen Eläolithsyenit nie ganz zu fehlen und ist meist reichlich in wohlausgebildeten Krystallen vorhanden. Die Farbe des auch mit unbewaffnetem Auge leicht erkennbaren Minerals ist dunkelhoniggelb; die Krystalle lösen sich bei der mechanischen Zerkleinerung des Gesteins leicht aus ihrem Gefüge. An solchen Krystallen konnten (namentlich in der Prismenzone) ziemlich genaue Messungen vorgenommen werden:

Beobachtete Formen (Bezeichnung nach Dana): $m = \{110\}\, \infty P$, $n = \{221\} - 2P$, $a = \{100\}\, \infty \breve{P} \infty$, $b = \{010\}\, \infty \breve{P} \infty$.

Gemessen:

$m : m = (110) : (1\bar{1}0) = 66^\circ 15'$ Mittel aus 32 Messungen an 18 Krystallen $66^\circ 2' - 66^\circ 28'$.

$n : n = (221) : (2\bar{2}1) = 43^\circ 36'$ Mittel aus 4 Messungen Fehler $\pm$ 9'.

$m : n = (110) : (221) = 27^\circ 11'$ Mittel aus 18 Messungen.

Die Messungen Brögger's am Eukolit-Titanit[1]), die Des Cloizeaux' an aufgewachsenen Titaniten und Hackman's an Krystallen aus dem Eläolithsyenit vom Umptek ergaben vergleichsweise die folgenden Werte:

	Des Cloizeaux[2]):	Brögger:	Hackman[3]):	Kraatz:
$m : m =$	$66^\circ 29'$	$66^\circ 2' - 66^\circ 5\frac{1}{2}'$	$66^\circ 13'$ (Mittel aus 2 Kr.)	$66^\circ 15'$

[1]) Brögger, Zeitschr. f. Krystall., XVI, pag. 515.

[2]) Des Cloizeaux, Manuel de Minéralogie, 1862, pag. 145.

[3]) Ramsay W. u. Hackman V., Das Nephelinsyenitgebiet auf der Halbinsel Kola. Fennia 11, pag. 116.

Digitized by Google

Es zeigt sich bei der Vergleichung der Prismenwinkel, dass die aufgewachsenen Krystalle Des Cloizeaux' von Binnen bedeutend von den Krystallen in den Eläolithsyeniten abweichen. Ausserdem lässt sich ein Unterschied zwischen den Messungen von Brögger (die Zahl der gemessenen Krystalle ist nicht angegeben) und mir constatiren; Hackman's Messungen stimmen im Durchschnitt mit den meinigen. Der Unterschied zwischen den Messungen Brögger's einerseits und denen von Hackman und mir andererseits ist leicht erklärlich, da Brögger angibt, dass seine Krystalle tiefbraun bis gelblichbraun waren, während die von Monchique und Kola honiggelb waren. Jedenfalls bedeutet der Farbenunterschied und Winkelunterschied auch eine chemische Verschiedenheit. Es würden sich nach Farbenton und Winkelwerten folgen:

	Des Cloizeaux: (fast farblos)	Hackman: Kraatz: (honiggelb)	Brögger: (braun)
$m : m$	66° 29′	66° 13′ — 66° 15′	66° 2′ — 66° 5½.

Die Formenentwicklung entspricht den Krystallen, welche Brögger abbildet (Zeitschr. f. Krystallographie, Bd. XVI, Tafel XXI, 2, 5, 6). Zuweilen treten Flächen in der orthodomatischen Zone auf, welche jedoch keine messbaren Reflexe geben. Zwillinge nach {100} $\infty P \infty$ sind recht häufig. Die Krystalle werden im Schliff mit hellgelblichen bis hellröthlichbraunen oder rosa Farbtönen durchsichtig. Die spitzrhombischen Durchschnitte sind die häufigsten (Fig. 1, Tafel IV); dann folgen die prismatischen; bei Zwillingen ist die Zwillingsgrenze meist die genaue Diagonale des Rhombus. Der Pleochroismus ist sehr deutlich: a = fast farblos, b = hellgelb mit einem Stich in's Grünliche, c = hellbräunlichroth, fast rosa. Die Krystalle sind meist einschlussfrei; wo Einschlüsse vorkommen, sind es Apatitnädelchen, Erzkörner oder Augitkrystalle. Die frischen Krystalle sind häufig theilweise resorbirt. Randlich sind die Krystalldurchschnitte oft von Erzkörnern umsäumt; dieselben dringen auch auf unregelmässigen Sprüngen in den Titanit ein; sie scheinen Titaneisen zu sein und deuten wohl auf eine beginnende Umwandlung. Das sonst so schwer zersetzbare Mineral ist nämlich häufig ganz metamorphosirt. In einem weisslich trüben Aggregat mit den Umrissen des Titanits liegen dunkle, stark lichtbrechende Körner, welche nur randlich bei starker Vergrösserung zuweilen braungelblich durchsichtig werden.

Digitized by Google

Dieselben wurden von P. Mann[1]) an typischem Picotagestein von Jinceras als Rutil gedeutet. Sie liegen in einer gleichmässigen Masse von Calcit dicht gehäuft, daneben treten zuweilen noch Stäbchen von Titaneisen auf. Ich kann mich, da ich in der Lage war, Stücke der gleichen Localität zu vergleichen, den Angaben von Mann nur anschliessen, muss aber bemerken, dass diese Art der Umwandlung viel seltener ist, als eine zweite an der Picota beobachtete. In diesem Falle sieht man schon bei schwächerer Vergrösserung ein Gewebe kleiner gelber Körner, die von regelmässig sich kreuzenden Titaneisenstäbchen begleitet werden und im Calcit liegen. Neben dem Calcit ist zuweilen auch wenig Quarz vorhanden. Bei starker Vergrösserung erscheint das gelbliche Mineral nie in scharf begrenzten Krystallen, sondern nur in Gestalt von länglichen Körnern, undeutlichen Prismen oder Tafeln, welche starke Licht- und Doppelbrechung besitzen. Durch Aufschliessen mit *HF* und *HCl* konnten die Körner zwar isolirt, doch wegen ihrer geringen Grösse nicht in genügender Menge für eine Analyse erhalten werden. Die schwere Angreifbarkeit durch Säuren, wie die optischen Eigenschaften deuten auf Brookit, für welchen auch die Bildungsbedingungen gegeben wären. Bemerkenswert ist, dass diese zweite Art der Umwandlung des Titanits im Gestein stets von Resorptionserscheinungen begleitet wird, und dass sich in den Räumen der Titanite neben dem vermutheten Brookit fast stets violetter Flusspath findet. Es darf daher der Vorgang der Titanitzersetzung als der pneumatolytischen Entwicklungsperiode des Gesteins angehörig betrachtet werden.

Nicht so gleichmässig wie der Titanit, aber doch überall ist der Biotit im normalen Picotagestein vorhanden. Derselbe ist fast einaxig, wird mit brauner Farbe durchsichtig und zeigt starken Pleochroismus, hellgelbbraun bis braunschwarz. Die basische Spaltbarkeit ist vollkommen, die Begrenzung an den zahlreichen Schnitten der Prismenzone rectangulär; häufig verlaufen die Enden lappig. Einschlüsse, namentlich von Erzkörnern, seltener von Apatit, sind die Regel. Häufig liegen die Erzpartikel reihenweise in den Spaltrissen oder ordnen sich zu Stäbchen in der Richtung der Spaltbarkeit.

---

[1]) P. Mann, Ueber Rutil als Product der Zersetzung von Titanit, N. J. 1882, Bd. II, 200.

Digitized by Google

Neben den einzeln oder in kleinen Gruppen mit roh radialer Structur zusammenliegenden dunklen Silicaten kommen schon makroskopisch sichtbare schwarze Putzen, welche der Hauptsache nach aus Biotit und Augit von im Schliff hellgrüner Farbe bestehen, vor. Solche Putzen spielen namentlich im grobkörnig entwickelten Picotagestein die Rolle von porphyrischen Einsprenglingen und zeigen vielfach deutlich polygonale Begrenzung; ausser Augit und Glimmer betheiligen sich häufig noch Erzkörner an dem Aufbau dieser Gebilde (cf. Taf. IV, Fig. 1). Titanit scheint innerhalb derselben nicht vorzukommen, hat sich aber nicht selten randlich in grösseren Krystallen angelegt. Die häufige Beobachtung der polygonalen Form liess auf die Resorption eines früher vorhandenen Minerals schliessen, und ähnliche Beobachtungen aus Gesteinen, in denen Reste des ursprünglichen Minerals noch vorhanden waren, lassen die vermuthete Umwandlung fast als gewiss erscheinen. So beobachtete Rosenbusch[1]) an den Olivinen der Montana Theralithe eine magmatische Resorptions-Erscheinung, bei welcher corrodirte Olivinkörner randlich von Biotit eingehüllt waren, und den gleichen Vorgang fand Osann im Eläolithsyenit vom Paisanopass. Die auf Olivin deutenden rhombischen Querschnitte, sowie das Vorhandensein des Biotits innerhalb der Putzen, machen also die Existenz vollständig resorbirter Olivinkrystalle äusserst wahrscheinlich. Dafür spricht noch die Anordnung der Mineralien. Glimmer und Erzpartikel liegen umgeben von einem Kranz von Augit (cf. Fig. 1, Taf. IV); das heisst, in dem alkalischen Magma hat sich bei der Wiederauflösung des Olivins zuerst das alkalireiche Mineral, der Glimmer, ausgeschieden, welcher auch aus anderen, an Alkalien reichen Gesteinen als Umwandlungsproduct des Olivins bekannt ist, und dann ist der Augit auskrystallisirt. Der überschüssige Eisengehalt des Olivins wurde in Form von Magnetit gebunden. Dass zufällige Bildungen, ähnlich den Kugelstructuren granitischer Gesteine, hier nicht vorliegen können, beweist die Abwesenheit des Titanits, eines der ältesten Bestandtheile des Gesteins, welcher niemals in diesen Putzen aufgefunden werden konnte.

Kehren wir zur Namhaftmachung der Bestandtheile des Eläolithsyenits zurück, so sind nur einige accessorische Mineralien noch kurz zu erwähnen.

---

[1]) Rosenbusch, Physiographie, III. Aufl., Bd. II, pag. 374.

Digitized by Google

Sehr spärlich tritt der Låvenit auf. Derselbe kommt in Körnern wie in Prismen vor, aber die Krystalle sind so klein, dass sie stets nur bei starker Vergrösserung sichtbar werden. Ihre Bestimmung gründet sich auf die starke Licht- und Doppelbrechung, sowie den starken Pleochroismus, hellweingelb bis tief orangegelb; bei sehr kleinen Körnern ist der Pleochroismus kaum mehr wahrnehmbar.

Ziemlich allgemein ist in dem grobkörnigen Gestein der Picota der Flusspath verbreitet. Derselbe fällt durch seine tiefviolette Farbe zuweilen schon makroskopisch auf, wird unter dem Mikroskop ebenfalls noch violett durchsichtig, und wurde so in Schliffen von verschiedenen Stellen der Picota (am Kamm, sowie an den Abhängen nach Caldas und Monchique zu) beobachtet. Das Mineral liegt immer in den Räumen resorbirter Titanite von Rutil oder Brookit (?) begleitet, oft auch mit Titaneisen zusammen. Die Körner zeigen keine Krystallbegrenzung, und ihr violetter Farbenton verliert sich heller werdend nach den Rändern zu. Eine ähnliche Bildungsweise, wie der Fluorit scheint ein zwar sparsam auftretender, aber räumlich ziemlich verbreiteter heller Glimmer zu besitzen. Derselbe tritt selten makroskopisch hervor, ist vollkommen farblos und hat einen grossen Axenwinkel; seine Umgrenzung ist häufig gut idiomorph; neben einer starken Natriumfärbung ist im Bunsenbrenner momentan die Lithiumfärbung zu beobachten. Als Polylithionit hat Joh. Lorenzen einen hellen Glimmer von Kangerdluarsuk beschrieben, doch dürfte der Lithiumgehalt im Glimmer der Picota geringer sein als in dem grönländischen, da es nur auf Momente gelang, die Flammenfärbung zu erhalten. Der spurenweise Lithiumgehalt, welchen zwei Analysen von P. Jannasch im Picotasyenit von Cerro da Posada ergaben, ist wohl auf diesen Glimmer zurückzuführen.

Von accessorischen Mineralien wären neben dem überall in geringen Mengen verbreiteten Magnetit, bezugsweise Trappeisen, noch die Kiese zu erwähnen. Letztere sind nicht allgemein verbreitet, sondern finden sich nur in Handstücken, welche vom Gipfel der Picota und von Casaës stammen. Der grösste Theil der Kiese gehört dem Pyrit an; ausserdem kommen stäbchenförmige Krystalle vor, die wahrscheinlich dem Magnetkies zuzuzählen sind. Die Kiese erweisen sich ihrer idiomorphen Begrenzung und der Lage

Digitized by Google

im frischen Gestein nach als zweifellos primär; randlich sind die Pyrite häufig von Magnetit umwachsen. Apatit ist spärlich in gut begrenzten Krystallen vorhanden; dieselben sind (in basischen Schnitten) zuweilen zonar bestäubt oder zeigen feine Bestäubung im Centrum; die Krystalle sind gewöhnlich grösser als die in Graniten.

Der Picotatypus des Eläolithsyenits zeigt, wie nicht anders zu erwarten, die hypidiomorphkörnige Tiefengesteinsstructur. Die Reihenfolge der Krystallisation war die nachstehende: 1. Accessorische Gemengtheile: Erze, Pyritoïde, Apatit; 2. Låvenit, Biotit, Hornblende, Diopsid mit Aegirinaugitumrandung, Titanit, Sodalith, Orthoklas, Mikroklin, Albit, Eläolith; 3. pneumatolytische Periode und Verwitterung: Flusspath, Rutil, Brookit (?), Titaneisen, Lithionglimmer. — Analcim, Cancrinit, Calcit, Muscovit, Kaolin, Eisenhydroxyd. Erze und Apatit sind wie in anderen Tiefengesteinen die ältesten Bestandtheile und erscheinen daher auch als Einschlüsse in den farbigen Silicaten. Der Biotit ist dann zunächst auskrystallisirt; er ist entweder scharf begrenzt oder theilweise resorbirt und führt Erze, seltener Apatit als Einschlüsse. Ihm folgt der Diopsid mit Aegirinaugitumrandung; derselbe findet sich im Glimmer nicht eingeschlossen, umschliesst aber häufig kleine Biotitblättchen. Seine Bildungsperiode ist ziemlich gleichzeitig mit der des Titanits, welcher zuweilen wohlausgebildete Augitkrystalle enthält; im Augit liegen andererseits kleine Titanitkrystalle als Einschlüsse. Die Hornblende erscheint nur in resorbirten Fetzen in und am Augit; offenbar ist die Bildung des Augits auf Kosten der Hornblende erfolgt, das Hornblendemolecül in das Augitmolecül zerfallen. In anderen Mineralien ist Hornblende eingeschlossen nicht zu beobachten.

Von den hellen Mineralien hat sich der Sodalith zuerst ausgeschieden; er liegt fast immer in den Feldspathen und führt central Erzpartikel und Augite als Einschlüsse. Die darauf auskrystallisirten Feldspathe zeigen sehr häufig idiomorphe Begrenzung, und in den zwischen ihnen gebliebenen Hohlräumen liegt in Körnern oder grösseren zusammenhängenden Krystallisationen, meist ohne eigene Formen, der Nephelin.

Später als die Bildung all dieser Mineralien erfolgte die Krystallisation von Flusspath, Lithionglimmer, Rutil, Brookit (?) und Calcit. Sie gehören der pneumatolytischen Periode der Gesteinsentwicklung an. Während jedoch der Lithionglimmer in seiner Lage

Digitized by Google

an kein bestimmtes Mineral gebunden ist, allerdings stets zwischen den hellen Bestandtheilen Nephelin und Feldspath liegt, zeigt sich Fluorit, soweit beobachtet wurde, ausschliesslich in den Krystallisationsräumen der zersetzten Titanite, und ohne eigene Begrenzung zwischen den aus Titanit entstandenen Mineralneubildungen Titaneisen, Rutil, Brookit (?), Calcit. Es ist daher anzunehmen, dass die gleichen Ursachen, welche die Zersetzung des Titanits bewirkten, die Ausscheidung des Fluorites ermöglichten. Wahrscheinlich wirkten Fluordämpfe auf Titanit ein, rissen das Calcium als Fluorcalcium an sich und liessen den Rest als Titansäure (Rutil, Brookit [?]), stellenweise Quarz und Titaneisen krystallisiren; secundär dürfte die Bildung von Calcit daneben hergegangen sein.

Bei der Verwitterung zerfiel unter Zufuhr von Kohlensäure der Nephelin in Cancrinit[1]) und Analcim, die sich häufig nebeneinander an Stelle der früheren Nepheline zwischen den Feldspathen finden. Der Feldspath ist selten frisch, meist in Muscovit, zuweilen in Natrolith umgewandelt. Calcit kommt in geringen Mengen auch in Feldspath und Nephelin vor.

Von dem Eläolithsyenit der Picota liegen zwei Analysen vor, welche von P. Jannasch an dem gleichen Handstück von Cerro da Posada ausgeführt wurden. Ich konnte ein Handstück aus der Universitätssammlung vom gleichen Fundort mit dem typischen Picotagestein vergleichen und identificiren; das Gestein zeigt Folgendes: Makroskopisch sind Feldspath und Nephelin (in röthlichbraunen, fettglänzenden Körnern) die herrschenden Mineralien; daneben sind Titanit, Biotit und Pyroxen sichtbar; im Dünnschliff waren folgende Mineralien zu erkennen: Erze, Apatit (sehr wenig), Biotit, Diopsid mit Aegirinaugitrand, Titanit, Feldspathe, Eläolith, Sodalith, Cancrinit, Lithionglimmer. Ein sehr nahe übereinstimmendes Resultat erhielt Kaleszinsky[2]) (bei Merian) an einem Handstück vom Barranco do Banho, Caldas de Monchique; aus demselben wurde auch der Pyroxen chemisch untersucht. Das von Kaleszinsky analysirte Gestein gehört ebenfalls zum Picotatypus; es entstammt einer Stelle (wahrscheinlich nahe dem Contact), wo feinkörniger

[1]) Beim Cancrinit ist es nicht sicher zu entscheiden, ob nicht ein Theil desselben als primär zu betrachten ist.

[2]) Studien an gesteinbildenden Pyroxenen von A. Merian. N. J. B. B. III, pag. 271.

Digitized by Google

Syenit schlierig durch normalen Syenit der Picota vertheilt ist. Der Mineralbestand ist unverändert, nur ein wenig Amphibol vorhanden. Nachstehend sind unter I die Analysen von Jannasch, Ib die von Kaleszinsky und unter II die des Pyroxens aus Ib gegeben.

	Iα	β	Ib	II
SiO_2	54·20	53·71	54·61	42·27
TiO_2	1·04	1·03	0·09	0·92
Al_2O_3	21·74	21·82	22·07	8·67
Fe_2O_3	0·46	0·78	2·33	13·93
FeO	2·36	2·74	2·50	6·24
MnO	0·11	0·19		
MgO	0·52	0·56	0·88	10·95
CaO	1·95	1·90	2·51	12·32
K_2O	6·97	7·07	5·46	2·12
Na_2O	8·69	8·52	7·58	3·66
P_2O_5	Spur	Spur	0·15	—
Glühverlust	2·32	2·27	1·13	—
	100·36	100·59	99·31	101·08

Das Gestein I enthält Spuren von *Cl* und *Li*. Das Gestein I*b* Spuren von *Cl*.

Specifisches Gewicht von I	2·578
„ „ „ Ib	2·635 und 2·584
„ „ „ II	3·473

Aus der Analyse bei Merian combinirt mit seiner Pyroxenanalyse lässt sich das Verhältnis der auftretenden Mineralien angenähert berechnen; als Glimmer wurde der aus dem Eläolithsyenit von Litchfield, Maine, stammende Lepidomelan angenommen; seine Zusammensetzung ist: 32·09 SiO_2, 18·52 Al_2O_3, 19·49 Fe_2O_3, 14·10 FeO, 1·42 MnO, 1·01 MgO, 8·12 K_2O, 1·55 Na_2O, 4·62 H_2O. Man erhält, wenn sämmtliche Titansäure als Titanit, der restirende Kalk als Pyroxen angenommen wird: 11·6% Augit, 10·21% Lepidomelan und 0·22% Titanit. Berechnet man mit der Annahme, der Orthoklas enthalte, wie in den norwegischen Syeniten zu nahezu gleichen Theilen Kali und Natron, die hellen Mineralien, so ergibt sich: 37·44% Natronorthoklas, 24·34% Albit und 14·43% Nephelin,

Digitized by Google

wobei der Albit grösstentheils mikroperthitisch mit dem Orthoklas verwachsen ist. Es ist nicht zu erwarten, dass die Analysenberechnung genau stimmt, da es nicht erwiesen ist, dass der Glimmer genau die bei der Berechnung angenommene Zusammensetzung besitzt. Das Gestein, dessen Analyse zur Berechnung diente, hat einen Gehalt an dunklen Mineralien (Augit, Biotit, Titanit), der den des normalen Syenits um mehrere Procente übersteigt. Derselbe stammt von der an Glimmer und Augit reichen Schliere, welche das Gestein hier durchzieht. Die Titansäurebestimmung in der Kaleszinsky-Merianschen Analyse scheint zu niedrig ausgefallen zu sein, da sie nicht direct ausgeführt wurde. Berechnet man den Titanit aus der Jannasch'schen Analyse (sub I α β), so sind 2·55% vorhanden, was dem thatsächlichen Verhältnis, soweit sich dasselbe mikroskopisch schätzen lässt, besser entsprechen dürfte. — Will man den Eläolithsyenit der Picota mit einem anderen Vorkommen desselben Gesteines vergleichen, so ist der Syenit von Pouzac in seinem chemischen Bestande dem Gestein der Picota am ähnlichsten. Zum Vergleich ist nachstehend unter I der Durchschnitt der drei Analysen des Picotagesteins, unter II der Eläolithsyenit von Pouzac angeführt:

	I	II
SiO_2	54·17	54·41
TiO_2	0·72	1·11
Al_2O_3	21·88	23·26
Fe_2O_3	1·19	1·32
FeO	2·53	
MnO	0·10	—
MgO	0·65	—
CaO	2·12	4·42
K_2O	6·50	13·40
Na_2O	8·26	
H_2O	1·91	2·30
P_2O_5	Spur	—
CO_2	—	—
Cl	Spur	0·21
	100·03	100·43

I Eläolithsyenit der Picota
II Eläolithsyenit von Pouzac, Dept. Hautes-Pyrenées.

Digitized by Google

2. Der Eläolithsyenit der Foia.

Die Gesteinsmassen der Foia sind von denen der Picota durch ihren bedeutend geringeren Nephelingehalt unterschieden und gleichen in ihren nephelinärmsten Partien den sogenannten Pulaskiten. Ob der Uebergang von dem Picotagestein zu dem Eläolithsyenit der Foia ein allmählicher ist oder eine Grenze zwischen beiden Bergzügen besteht, lässt sich mit Sicherheit nicht constatiren, da das zwischen Foia und Picota liegende Thal durch Alluvialablagerungen bedeckt und bewaldet ist. Doch scheint es nach den starken Schwankungen, welchen der Nephelingehalt in den Massen der Foia unterliegt, sowie nach den Uebergängen zwischen typischem Foia- und Picotagestein bei Casaës wahrscheinlich, dass keine scharfe Grenze vorhanden ist. Am Kamm der Foia sind feinkörnige Ausbildungen des Eläolithsyenits recht häufig; auch die grobkörnigen Gesteine erreichen — mit Ausnahme einer grösseren pegmatitischen Ausscheidung — an der Foia nie die Korngrösse, wie an der Picota. Dazu treten dicht unter dem Kamm basische Ausscheidungen in grösserer Mächtigkeit auf, welche sonst nur in der Contactnähe beobachtet werden. Aus diesen letzten Thatsachen darf vielleicht gefolgert werden, dass der Eläolithsyenit der Foia nicht in gleicher Tiefe erstarrt ist wie der der Picota, da alle Phänomene auf ein schnelleres Festwerden des Magmas deuten. Es soll auf diesen Punkt noch bei der Einzelbeschreibung der Gesteine weiter eingegangen werden.

Am nächsten stehen dem Eläolithsyenit der Picota die Gesteinsmassen, welche nahe beim Dorfe Monchique an der neuen, zur Zeit unseres Besuches noch im Bau begriffenen Strasse nach Saboia geschlagen wurden. Auch hier tritt der Nephelin zu Gunsten der Feldspathe schon bedeutend zurück; Feldspath verleiht dem Gestein sein Aussehen; die übrigen Mineralien fallen erst bei genauerer Betrachtung in's Auge. Der Feldspath ist grösstentheils sogenannter Moirée-Mikroklin Brögger's; daneben ist Orthoklas nur sparsam vorhanden. Der Aegirinaugit tritt zumeist in skeletartigen Formen auf, die häufig Feldspath umschliessen und ihre Umrisse den Räumen zwischen den Feldspathen entlehnen. Biotit ist in vereinzelten Krystallen gegenwärtig; dieselben zeigen theilweise zonaren Bau mit heller und dunkler braunen Farbentönen,

Digitized by Google

hie und da sind die Krystalle skeletartig entwickelt. Erscheinungen, welche auf Resorption deuten, sind verbreitet. Aegirinaugite zeigen häufig einen Theil ihrer Krystallform ausgefüllt von Calcit, Magnetit und sehr kleinen Fetzen arfvedsonitischer Hornblende. Titanit ist nur sparsam in wohlausgebildeten Krystallen vorhanden, aber Pseudomorphosen von Erzen nach Titanit und Erz- und Calcit-Anhäufungen mit der Umgrenzung typischer Titanite sind verbreitet. Secundär treten Calcit, Analcim und ein radial faseriger Zeolith, wahrscheinlich Natrolith, auf. Aehnliche Gesteine wie das eben beschriebene, mit annähernd dem gleichen Nephelingehalt, kommen auch am Nordabhang der Foia vor. Sie haben den gleichen Mineralbestand, sind jedoch frischer und reicher an Biotit. Letzterer ist makroskopisch schon überall erkennbar, besitzt häufig im Durchschnitte $\perp$ zur Basis die Form langer, schmaler Leisten und zeigt röthlichbraune Farbe. Die Aegirinaugite unterscheiden sich nicht von den oben beschriebenen. Der Feldspath ist Moirée-Mikroklin; daneben tritt Albit spärlich in mikroperthitischer Verwachsung auf. Im Schliff ist häufig deutlich eine roh radiale Structur — bedingt durch die Stellung der Feldspathe und Augite — zu erkennen.

Die eben beschriebenen Gesteine gehen schnell in solche über, welche makroskopisch den Pulaskiten (sogenannten blauen Graniten) von den Fourche Mts. [1]) ausserordentlich ähneln. Zwischen den nephelinreicheren Gesteinen und den pulaskitähnlichen wurden scharfe Grenzen nicht beobachtet. Die frischen, graublauen Syenite mit geringem Nephelingehalt wurden an Handstücken, die am Saumpfad nach Marmelete bei Moita, am Peso und an dem 575 Meter hohen Hügel bei Dorf Monchique geschlagen waren, untersucht. Sie setzen die Hauptmasse der ganzen Foia zusammen und zeigen alle infolge ihres hohen Feldspathgehaltes den graublauen Farbenton dieses. In der herrschenden Feldspathgrundmasse ist meist der Nephelin in grauen Flecken zu erkennen: er bleibt jedoch immer ein nicht sehr hervortretender Gemengtheil. Die dunklen Mineralien der Amphibol-Pyroxengruppe und Biotit sind meist sparsam, manchmal makroskopisch kaum erkennbar (z. B. Gestein von Moita) anwesend; jedoch ist der

[1]) cf. J. Francis Williams, The Igneous Rocks of Arkansas. Ann. rep. geol. Survey of Arkansas for 1890. Vol. II, XV, 457. Mit 22 Tafeln, 5 geol. Karten etc. Little Rock 1891.

Digitized by Google

Gehalt der Gesteine an ihnen schnellem, scheinbar gesetzlosem Wechsel unterworfen. Als typisch soll der mikroskopische Befund in den Gesteinen von Moita, vom Peso und vom 575 Meter hohen Hügel bei Monchique näher geschildert werden.

Das Gestein von Moita ist mittelkörnig und zeigt makroskopisch graublauen Feldspath, sehr spärlich grauen Eläolith, dem Augenschein nach nicht zu bestimmende, stecknadelkopfgrosse Partien von schwarzen Mineralien und reichlich Kryställchen von Pyrit. Zu diesen Mineralien treten bei mikroskopischer Betrachtung noch Magnetit, Apatit, Titanit, Aegirinaugit und Hornblende. Magnetit, Apatit, Pyrit und Titanit zeigen nichts Bemerkenswertes. Die Diopside mit Aegirinaugitumrandung gleichen denen im Eläolithsyenit der Picota und besitzen grossen hellgrünen Kern mit schmaler, dunkelgrüner Randzone. Die Hornblenden liegen mit den Aegirinaugiten zusammen, sind häufig schmal von Aegirinaugit, bezugsweise Aegirin umrandet und mit solchem in kleinen, unregelmässigen Partien vielfach orientirt durchwachsen. Die Hornblenden gehören nach ihrem optischen Verhalten in die Barkevikit-Katophoritreihe Brögger's. Auf zufälligen Schnitten nach {010} wurde als Maximum der Auslöschung 27° 30′ gemessen. Für die Absorption sind röthlichbraune bis dunkel graugrüne Farbentöne charakteristisch; am nächsten scheint die Hornblende daher der von Fr. Williams beschriebenen aus dem Pulaskit von Arkansas zu stehen. Williams beobachtete

b	$> c$	$> a$	
tief bläulichgrün	gelbbraun	gelblichgrün	Auslöschung auf {010} ca. 20°.

Für die Hornblende der Foia ergibt sich b = dunkelgraugrün, c = olivbraun, a = hellgelbbraun.[1]) Der Nephelin ist nicht in grösseren Krystallen vorhanden, wie häufig im normalen Eläolithsyenit der Picota, sondern tritt nur in kleinen Körnern oder Anhäufungen solcher zwischen den Feldspathen auf; erst nach Aetzung der Schliffe mit Salzsäure tritt der Nephelingehalt deutlicher in die Erscheinung.

---

[1]) O s a n n beschreibt eine ähnliche Hornblende aus dem Sanidinit von Sao Miguel: a = braun, b = dunkelbraun, fast schwarz, c = dunkelgrünbraun. Absorption $b > c > a$. Die Auslöschungsschiefe auf Spaltblättern nach ∞P (110) beträgt bis 23°, was auf eine Schiefe von 34° auf $\infty P\infty$ (010) schliessen lässt; cf. N. J. f. M. 1888, Bd. I, pag. 121.

Digitized by Google

Die Feldspathe lassen nirgends die Zwillingslamellierung der Mikrokline beobachten, sondern sind einfache Individuen oder nach dem Karlsbader Gesetz verzwillingt. Bei stärkster Vergrösserung scheint der Feldspath nicht ganz einheitlich zu sein, sondern einen äusserst feinfleckig verzwillingten Kryptoperthit darzustellen; damit würde auch das optische Verhalten von Blättchen nach $M\{010\}$ stimmen; dieselben lassen senkrechten Bisectricen-Austritt erkennen und besitzen eine Auslöschungsschiefe zu $\{001\}$ von 8—10°. Diese Beobachtungen stimmen mit den Angaben von Williams über die Feldspathe aus den Pulaskiten überein; er bezeichnet dort die Kryptoperthite als Natronorthoklase. Neben den eben beschriebenen Feldspathen scheint in einigen Schliffen ein anderer Feldspath in sehr geringer Menge vorhanden zu sein; derselbe ist jedoch immer soweit durch Verwitterung getrübt, dass eine ganz sichere Bestimmung nicht möglich ist.

In den Gesteinen vom Peso und dem Hügel 575 Meter bei Monchique, welche makroskopisch den eben beschriebenen sehr ähneln, sind die dunklen Mineralien etwas reichlicher vertreten, der Pyrit verschwindet. Unter dem Mikroskop ist der Mineralbestand folgender: Apatit, Magnetit sparsam, Titanit, Augit mit Aegirinaugit-Rand, arfvedsonitische (?) Hornblende, Biotit, Nephelin, Feldspath. Apatit besitzt schöne Krystallbegrenzung, Titanit und Aegirinaugit zeigen nichts Bemerkenswertes. Die Hornblende tritt stets in Verwachsung mit dem Augit auf; die Verwachsung ist hier jedoch meist keine regelmässige, die Hornblende vielmehr häufig ein Aggregat von Körnern mit verschiedener optischer Orientirung. Die Farbentöne der Hornblende schwanken zwischen dunkel-olivgrün und oliv- bis röthlichbraun. Weder der Aegirinaugit, welcher hier keine Zonarstructur zeigt, noch die Hornblende treten je als wohlbegrenzte Krystalle auf; häufig umrandet der Aegirinaugit die Hornblendefetzen in schmalen, gekörnelten Streifen. Einen eigenthümlich röthlichbraunen Farbenton zeigt der Biotit; er ist meist theilweise resorbirt und liegt bald isolirt, bald mit den übrigen basischen Mineralien zusammen. Der Feldspath ist kein einheitlicher, sondern besteht aus der fleckenweisen Verwachsung eines schwächer und stärker doppelbrechenden; der schwächer doppelbrechende Feldspath ist der herrschende, und der stärker doppelbrechende liegt in ihm ohne scharfe Grenzen und stets getrübt durch staubartige Einschlüsse.

Digitized by Google

Nach der Auslöschung liegt natronhaltiger Orthoklas in Verwachsung mit nicht näher zu bestimmendem Feldspath, wahrscheinlich Albit, vor. Der Nephelin ist sparsam, meist in ziemlich kleinen Körnern, nie in grösseren krystallinen Partien zwischen dem Feldspath vorhanden.

Dieselben Gesteinsmassen, theils reicher an Biotit, theils mit Ueberwiegen der Pyroxen-Amphibolmineralien, wurden überall unter und auf dem Kamm der Foia zwischen Monchique und Marmelete anstehend gefunden. Es wäre hier nur noch eine Ausbildungsform anschliessend zu erwähnen, welche wohl als locale Differenzirung der eben beschriebenen Gesteinsmassen zu betrachten ist und unweit des Picos 833 Meter der Karte dicht unter der Kammhöhe der Foia geschlagen wurde. Der Mineralbestand derselben ist im wesentlichen übereinstimmend mit den eben beschriebenen Gesteinen: Apatit, Erze, Titanit, arfvedsonitische Hornblende (sehr spärlich), Biotit, heller Pyroxen, Sodalith, Nephelin?, Feldspath. Auffallend ist neben dem abweichenden Pleochroismus des Glimmers (hellgelbbraun bis dunkelbraun) das Auftreten eines diopsidartigen, sehr hellgrünlichen, fast farblosen Pyroxens ohne Aegirinaugit- oder Aegirinränder. Derselbe würde dem innersten Kern der Aegirinaugite der Picota nahe stehen, wurde aber sonst allein im ganzen Gebiete nirgends beobachtet. Williams erwähnt einen solchen diopsidähnlichen Augit aus seinen Pulaskiten und gibt an, dass derselbe nur selten von Aegirin umrandet gewesen sei. Der Feldspath des Gesteins ist Moirée-Mikroklin, beziehungsweise Mikroklin, Mikro- und Kryptoperthit, sowie Orthoklas. Sodalith tritt in wenigen gut begrenzten, aber zersetzten Krystallen, Rhombendodekaëder-Durchschnitten, auf. Nephelin konnte selbst durch Aetzung mit absoluter Sicherheit nicht nachgewiesen werden, wenngleich seine Anwesenheit in vereinzelten kleinen Körnern möglich ist. In jedem Fall würde hier das nephelinärmste Glied der ganzen Gesteinsreihe an der Foia vorliegen. In einem einzelnen Falle wurde ein hellgelbes Octaëder von Pyrrhit beobachtet.

Zum Vergleich mit dem Pulaskit wurde der Eläolithsyenit von Moita an der Foia durch Dr. M. Dittrich in seinem chemisch-bakteriologischen Laboratorium analysirt. Unter I ist das Resultat dieser Analyse, unter II die Zusammensetzung des Pulaskits von den Fourche Mountains zur Vergleichung aufgeführt.

Digitized by Google

	I	II
SiO_2	60·42	60·03
TiO_2	—	—
Al_2O_3	19·23	20·76
Fe_2O_3	0·63	4·01
FeO	3·19	0·75
MnO		Spur
MgO	0·67	0·80
CaO	1·73	2·62
K_2O	6·88	5·48
Na_2O	6·99	5·96
H_2O	1·74	0·59
P_2O_5	nicht bestimmt	0·07
	101·48	101·07

Die Uebereinstimmung zwischen Pulaskit und dem Eläolithsyenit der Foia ist leicht ersichtlich. Namentlich sind die Kieselsäure und das Verhältnis der Alkalien untereinander, worauf es für die Charakteristik des Gesteins besonders ankommt, in beiden Gesteinen nahezu gleich. Man wird also die Gesteinsmassen der Foia zum grössten Theil nach dem Vorgange von Williams als Pulaskit zu bezeichnen haben.

Pegmatitische Ausscheidung im Foiasyenit: Wenige Meter über den letzten Häusern von Monchique, zwischen diesen und der alten Kirche, wurden zur Zeit unseres Aufenthaltes Steine zu Hausneubauten gebrochen. Hiedurch war die einzige, irgendwie pegmatitische Ausscheidung, welche wir im ganzen Gebiete zu beobachten Gelegenheit hatten, aufgeschlossen. Geologisch steht die Ausscheidung im engsten Verband mit den ziemlich glimmerreichen Gesteinsmassen, welche an der Foia oberhalb des Dorfes Monchique anstehen; eine scharfe Grenze zwischen der pegmatitischen Ausbildungsform und dem mittelkörnigen Gestein der Nachbarschaft ist nicht vorhanden, vielmehr wechselt auch innerhalb der Ausscheidung die Korngrösse in schlierigen Partien ziemlich stark. Das Gestein ist zumeist sehr grobkörnig und lässt makroskopisch ausser den auf ihren Spaltflächen stark glänzenden hellgrauen Feldspathen und dem grauen, fettglänzenden, nie idiomorphen Nephelin auch die dunklen Mineralien in grösseren Krystallen erkennen. Ein glänzend

Digitized by Google

schwarzer Glimmer in hexagonalen Tafeln, welche die Grösse von $1^1/_2$ Centimeter erreichen, ist häufig; schwarze Augitprismen (bis 2 Centimeter Länge) lassen sich durch ihre Spaltbarkeit bestimmen, und 1—2 Millimeter grosse Titanitkrystalle fallen durch ihre honiggelbe Farbe auf. Das Gestein zeigt hie und da Hohlräume, in welche über erbsengrosse Analcimikositetraëder 202 {211} und Aegirinaugite mit spitzpyramidaler Endigung hineinragen[1]); einige Hohlräume sind auch von Calcitkrystallen der Form $-^1/_2 R$ ausgefüllt. Unter dem Mikroskop ist der Mineralbestand folgender: Apatit (sehr spärlich), Magnetit, Titanit, Fluorit, Biotit, Aegirinaugit, Feldspathe und Nephelin. Der Titanit ist theils in wohl idiomorphen Krystallen, wie im Picotasyenit, theils in corrodirten Formen vorhanden; die letzteren liegen fast immer mit violettem Flusspath zusammen, welcher theilweise krystallographische Begrenzung $\infty 0 \infty$ {100} zeigt. Biotit vom Pleochroismus hellbraun-dunkelbraun, theilweise mit olivbraunen Farbtönen durchsichtig, tritt in basischen Tafeln auf, welche infolge ihrer geringen Dicke bei Schnitten senkrecht zu c {001} Leistenform besitzen. Im Biotit wurden stellenweise um sehr kleine Einschlüsse stark pleochroitische, dunkle Höfe beobachtet. Aegirinaugit findet sich in Skeletformen und compacten Krystallen. Letztere sind zonar gebaut mit dunklerem, zwischen Aegirinaugit und normalem Aegirin stehendem Rande; an die dunkelgrüne, äussere, theilweise corrodirte Zone haben sich vielfach in paralleler Orientirung der c-Axen Biotitkrystalle in Lappenformen angelegt. Zuweilen treten am Rande feine Aegirinnädelchen auf, die sich auch sonst als Einzelkryställchen und wirre Haufen von Nädelchen im Gestein finden. Die Krystallskelette zeigen öfter die Begrenzung {100}, {110} und umschliessen als schmale Umrandung Feldspathe, scheinen also später gebildet. Die Feldspathe sind fast niemals einfach, sondern bestehen aus einer fleckigen Verwachsung von Orthoklas und Mikroklinmikro-Kryptoperthit mit einem stets ganz zersetzten Feldspath, dessen Natur daher nicht ermittelt werden konnte. Der Nephelin, das zuletzt ausgeschiedene Mineral, ist stets wasserhell, zuweilen in Analcim umgewandelt. Sodalith in gerundeten Krystallen wurde nur in einzelnen Schliffen be-

[1]) Die Augitkrystalle konnten wegen Flächenrundung nicht gemessen werden.

Digitized by Google

obachtet. Von den für pegmatitische Gänge der Eläolithsyenite charakteristischen Mineralien der seltenen Erden u. s. w. wurde keines beobachtet.

3. Feinkörniger Eläolithsyenit, Schlieren im Eläolithsyenit der Picota und Foia bildend.

A. An dem Wege, der von Monchique nach Caldas führt, fallen im grobkörnigen Eläolithsyenit zahlreiche feinkörnige, gegen den Hauptsyenit scharf abgegrenzte Schlieren ohne bestimmte Gestaltung auf. Diese feinkörnigen Gesteinsmassen wurden an der Foia selten beobachtet, sind aber am Peso, wo eine grosse Anzahl von Schlieren mit vom Hauptgestein abweichender Korngrösse auftritt, vorhanden. Das feinkörnige Gestein ist scharflinig, aber ohne Salbandentwicklung gegen den grobkörnigen Syenit abgegrenzt; in einer feinkörnigen, röthlichgrauen Grundmasse, in der makroskopisch Eläolith und Feldspath noch zu unterscheiden sind, liegen einzelne, bis $2^1/_2$ Centimeter grosse, glasglänzende Feldspathkrystalle mit der Begrenzung *P, M, T, x* und röthlichbraune Körner oder rectanguläre Durchschnitte von Nephelin. Die dunklen Mineralien treten sehr zurück und sind nur in einzelnen, kleinen, makroskopisch nicht bestimmbaren Körnern vorhanden. Aus der Untersuchung der Dünnschliffe ergibt sich folgender Mineralbestand: Magnetit, Biotit, Låvenit, Titanit, Aegirinaugit, Feldspathe, Eläolith. Der Biotit tritt in kleinen, braunen Blättchen, äusserst spärlich, der Magnetit in unregelmässigen Körnern reichlicher auf. Der Låvenit ist gleichmässig verbreitet und ziemlich reichlich vorhanden; meist erscheint er in länglichen, schön gelben Körnern mit deutlichem Pleochroismus. In zahlreichen prismatisch gestreckten Kryställchen, meist von der Combination {110}, {221} tritt der Titanit im Gestein auf. Die kleinen, wasserhellen Prismen besitzen starke Licht- und Doppelbrechung, sehr starke Dispersion und zeigen häufig eine Absonderung wenig schief zu ihrer Längsausdehnung. Zur chemischen Prüfung wurde das Gesteinspulver mehrere Stunden auf dem Wasserbad mit *HF* und *HCl* behandelt; im Rückstand liessen sich unangegriffene Låvenitkörner und die schwach angegriffenen, farblosen Prismen unterscheiden; letztere gaben mit H_2SO_4 in Lösung gebracht auf Zusatz von H_2O_2 deutliche Titanreaction, als weiteres Kriterium

Digitized by Google

für Titanit; auch wurden von Brögger ähnliche Kryställchen gleich gedeutet. — Eckige Räume zwischen den Feldspathen werden von Aegirinaugit, respective Aegirin in allotriomorphen Partien ausgefüllt. Bei den Pyroxenkrystallen geht die Auslöschungsschiefe bis zu den Werten für Aegirin hinunter; deutlicher zonarer Bau ist jedoch nicht mehr zu beobachten. Während die Krystallisationsperiode der Aegirinaugite des Hauptgesteins der Picota schon vor der beginnenden Ausscheidung der Feldspathe abschloss, hat die Pyroxenbildung in den feinkörnigen Schlieren noch über den Feldspath hinaus fortgedauert. Die Feldspathe bilden den Hauptbestandtheil der hellen Grundmasse. Die langen Krystallleisten zeigen grösstentheils Zwillingsbildung nach dem Karlsbader Gesetz und wellige Auslöschung. Die Zwillingsverwachsung ist häufig wiederholt, doch tritt eigentliche Lamellirung nicht auf. Die Feldspathe sind Orthoklas, Mikroklin und Plagioklas; zuweilen treten federartige, mikroperthitische Verwachsungen der Kalifeldspathe mit Albit auf. Die porphyrischen Feldspatheinsprenglinge sind Mikroklin oder Orthoklas, soweit beobachtet nie Albit; sie schliessen zuweilen Aegirinaugite mit Zonarstructur und grössere, pleochroitische Titanitkrystalle, wie sie das Hauptgestein, also die Tiefenfacies führt, ein; randlich finden sich häufig poikilitisch eingewachsene Nephelinkörner. Der Nephelin der Grundmasse nähert sich zumeist idiomorpher Begrenzung und zeigt vorwiegend roh rectanguläre Durchschnitte. Die Structur dieser Schlieren kann also wohl als im grossen ganzen panidiomorphkörnig bezeichnet werden, da die porphyrischen Einsprenglinge ziemlich spärlich vorhanden sind und wahrscheinlich dem Hauptgestein, dessen Mineralien alle ihre Eigenschaften gleichen, entstammen. Eine Analyse dieser Schlieren verdanke ich durch die freundliche Vermittlung des Herrn Professor P. Jannasch Herrn O. Heidenreich, welcher dieselbe an absolut frischem Gestein nach der Aufschliessungsmethode mit Borsäure im hiesigen anorganischen Universitätslaboratorium ausführte.[1]) Dieselbe ergab folgendes Resultat:

SiO_2	56·67%
TiO_2	0·24 „
Al_2O_3	22·42 „

[1]) Ich sage Herrn O. Heidenreich auch an dieser Stelle meinen besten Dank.

Digitized by Google

Fe_2O_3	1·82%
FeO	0·80 „
MnO	Spur
MgO	1·33 „
CaO	0·28 „
K_2O	7·32 „
Na_2O	8·52 „
H_2O	1·18 „
P_2O_5	0·01 „
Cl	Spur
	100·59%

Die chemische Zusammensetzung zeigt, dass diese Schlieren etwas saurer sind als das Hauptgestein der Picota und dass in ihnen die farbigen Mineralien ein wenig zurücktreten, während das Verhältnis der verschiedenen Feldspathe zu einander dasselbe geblieben ist, wie das auch aus der mikroskopischen Untersuchung hervorgeht.

B. An der Foia wurde dicht über Monchique eine hellgraue, äusserst feinkörnige Schliere beobachtet, welche makroskopisch dicht erscheint. Unter dem Mikroskop erweist sich das Gestein als Gemenge von unverzwillingtem Feldspath und Nephelin, in welchem einzelne Erzpartikel, zuweilen mit Leukoxenrändern, Biotite und Titanit (letzterer in zwei Generationen) liegen. Die grösseren Titanite sind häufig randlich corrodirt und zeigen den Pleochroismus der Krystalle des Hauptgesteins; die kleinen sind prismatisch oder kugelig gebildet und wasserhell. Von den Schlieren an der Picota ist der Hauptunterschied das Zurücktreten der dunklen Mineralien — nur Magnetit, beziehungsweise Titanomagnetit ist reichlich vorhanden —, und die Feinheit des Korns. Der Gehalt an Nephelin kommt erst nach dem Aetzen deutlich zum Vorschein.

C. Ein Gestein, welches sich genetisch ähnlich verhält, ist ein feinkörniger Eläolithsyenit vom Peso, der dort am Gipfel in ziemlicher Mächtigkeit auftritt, jedenfalls als Gang oder gangförmige Schliere. Das Gestein ist ausserordentlich gleichkörnig und zeigt makroskopisch, in einer hellen Grundmasse, in der Feldspath und Nephelin durch den verschiedenen Glanz zu unterscheiden sind, zahlreiche schwarze Nädelchen gleichmässig vertheilt. Im Dünnschliff

Digitized by Google

erweisen sich die Nädelchen als Aegirin, nie Aegirinaugit. Die Begrenzung derselben in der Prismenzone ist in der Regel {100} $\infty \breve{P} \infty$ breit und {110} ∞P; dazu tritt zuweilen {010} $\infty \breve{P} \infty$, so dass man pseudoquadratische Umrisse erhält; die prismatische Spaltbarkeit ist äusserst scharf und gut sichtbar; das optische Schema ist folgendes: $c > b > a$; $c = a$; a rein grasgrün, b grasgrün mit Stich ins Gelbe, c gelbbraun. Es lassen sich, da die Prismen meist lang ausgefasert sind und nur selten spitzpyramidale Begrenzung zeigen, die Auslöschungsschiefen schwer bestimmen, jedoch sind sie immer gering, gemessen wurde 3—6°; von innen her findet ein ganz allmählicher Uebergang von einem etwas gelblichen Grün in reines Grasgrün statt. Die Aegirine sind häufig innen ganz löcherig und führen oft Einschlüsse von Apatit. Ausserdem umwachsen sie nicht selten eine grünblaue Hornblende, von der nur kleine Fetzen vorhanden sind, die sich auch sonst im Gestein verbreitet finden. Wo die Hornblende nicht im Aegirin liegt, verdankt sie ihre Form den Feldspathen, zwischen denen sie sich in eckigen Läppchen findet, welche häufig zu mehreren gleiche Orientirung besitzen und so die Zugehörigkeit zu einem Individuum anzeigen. An den kleinen Fetzen lassen sich genauere optische Bestimmungen nicht ausführen, doch gehört die Hornblende nach den Farbentönen des Pleochroismus (grünblau bis schmutzig braun) wahrscheinlich in die Katophorit-Arfvedsonitreihe Brögger's.[1]) Der Titanit ist in unregelmässigen Haufwerken kleiner Krystalle scheinbar rekrystallisirt und liegt mit oft radial angeordneten Stäbchen von Titaneisen violettem Fluorit und goldgelben Körnern eines Minerals ohne erkennbare Krystallbegrenzung zusammen, das seiner geringen Menge wegen nicht mit Sicherheit bestimmt werden konnte. An einigen wenigen Stellen wurden auch kleine Rutilkörner gefunden, welche neben Calcit von einer Umwandlung des Titanits herrühren dürften, wie dies an anderen Stellen des Gebirges beobachtet wurde. Von seltenen Mineralien treten zwei nicht sicher zu bestimmende isotrope Substanzen auf. Von der einen liegt ein octaëdrischer Krystall von einem in's Gelbe schimmernden Rothbraun vor; derselbe zeigt starke Lichtbrechung und dürfte zur Verwandtschaft des Pyrrhit, Pyrochlor,

[1]) Cf. Brögger, Die Gesteine der Grorudit-Tinguait-Serie. Christiania 1894, pag. 37.

Digitized by Google

Koppit etc. gehören; gegen eigentlichen Pyrrhit spricht der dunklere Farbenton. Ausserdem sind zwei braune, stark lichtbrechende, isotrope Körner vorhanden, von denen das eine im Aegirin liegt; sie bieten keinen Anhaltspunkt zu genauerer Bestimmung.

Die Feldspathe des Gesteins bedingen durch ihre Leistenform und häufig büschelige Gruppirung ausgezeichnet trachytoide bis roh radiale Structur. Die Nepheline sind grösstentheils in Cancrinit umgewandelt, der die Räume zwischen den Feldspathen ohne eigene Form ausfüllt. Ausserdem liegt in den Hohlräumen zwischen den Feldspathen häufig ein isotropes, schwach lichtbrechendes Mineral. Dasselbe hat die optischen Eigenschaften des Sodaliths und dürfte, da das Gesteinspulver eine starke Chlorreaction in der salpetersauren Lösung ergibt, diesem zuzurechnen sein. Daneben treten in geringer Menge Partien mit verschwommener Feldertheilung (bei gekreuzten Nicols) auf; dieselben sind als von der Zersetzung des Nephelins stammender Analcim zu betrachten. An den Feldspathen lassen sich der schmalen Leistenform und häufigen Zersetzung wegen keine Bestimmungen an Spaltblättchen ausführen, doch sind deutlich Kalifeldspath und ein Plagioklas (höchst wahrscheinlich Albit) — häufig in Verwachsung — zu unterscheiden. Inwieweit der Kalifeldspath Orthoklas oder unverzwillingter Mikroklin ist, muss unentschieden bleiben.

4. Basische Ausscheidungen.

A. Den feinkörnigen Schlieren aus dem Picotasyenit ähnelt in der Structur eine doppeltfaustgrosse Ausscheidung im Eläolithsyenit vom Gipfel der Foia. Dieselbe ist makroskopisch dicht, besitzt infolge der Anreicherung der dunklen Mineralien einen grauen Farbenton und ist von einem etwa 3 Centimeter breiten feinkörnigen Band des normalen Syenits umgeben, der erst ausserhalb dieser Entfernung seine gewöhnliche Korngrösse wieder erlangt. Der Mineralbestand ist folgender: Sehr wenig Magnetit, Titanit, wenig Biotit, Hornblende, Aegirinaugit, Feldspathe und Nephelin. Der Titanit ist sehr reichlich vorhanden und tritt entweder in rundlichen Körnern oder in denselben Formen wie in den feinkörnigen Schlieren der Picota auf. Die Augite sind zum Theil grössere Krystalle mit Aegirinaugitrand und hellem Kern, theils kleine, die dem Aegirinaugitrand

Digitized by Google

entsprechen, beziehungsweise in ihren nicht scharf abgegrenzten randlichen Partien dem eigentlichen Aegirin noch näher stehen. Die Hornblende ist nur in Fetzen vorhanden, welche olivbraun bis olivgrün durchsichtig werden und nur selten in der Prismenzone theilweise krystallographische Begrenzung zeigen. Als Maximum der Auslöschung wurden 19—20° bestimmt. — Der Feldspath ist, nach der Auslöschung zu urtheilen, Orthoklas mit Ein- und Umwachsung von Albit, unregelmässig begrenzte Bänder von Albit sind netzartig mit Orthoklas verwoben, so zwar, dass die Verwachsungsfläche in der Orthodomenzone liegt. Der Albit ist fein bestäubt, während der Orthoklas von Bestäubung frei ist. Der Nephelin ist ganz frisch. Nach der Mitte der Ausscheidung zu überwiegen die dunklen Mineralien fast die hellen, die Titanite werden reichlicher, und es treten poikilitische Verwachsungen von Aegirinaugit und Hornblende auf, welche zum Theil kleine Biotitläppchen umschliessen.

B. An dem Wege von Monchique nach Alferce treten in anstehenden Blöcken von normalem Eläolithsyenit kurz vor dem Dorf Alferce zahlreiche, gewöhnlich etwa faustgrosse oder wenig grössere, dunkle Ausscheidungen auf, welche feinkörnig bis dicht sind, und durch ihr zahlreiches Beieinanderliegen das Gestein als im grossen dunkel gefleckt erscheinen lassen. Unter dem Mikroskop sind folgende Mineralien zu erkennen: Erze, Apatit, Titanit, Biotit, Hornblende, Fluorit, Feldspathe. Die prismatisch gestreckten Hornblendekrystalle, welche die dunkle Farbe des Gesteins bedingen, sind gewöhnlich nur von $\infty P\{110\}$ begrenzt. Auf klinopinakoidalen Schliffen wurde die grösste Auslöschung als 20 oder 21° bestimmt; c zunächst liegt $c \gtrdot b$ schmutziggrünbraun, $> a$ hellbraun. Biotit ist nur in wenig Lappen vorhanden, welche den Pleochroismus hellgelbbraun bis schmutziggrünbraun zeigen. Der Feldspath verhält sich ebenso, wie in der Ausscheidung der Foia, nur tritt Albit mehr zurück. Nach dem Rande der basischen Partien zu stellt sich zuerst Diopsidähnlicher Augit, häufig Hornblendefetzen orientirt umschliessend, ein; dann erscheinen auch die übrigen Mineralien des normalen Gesteins, Feldspath überwiegend, Nephelin, Sodalith und Erze, welche sehr schön die fein radiale Umwachsung durch Titanomorphit, Titanit in Faserform, zeigen. Das Erz ist durch die Form nicht sicher zu

Digitized by Google

bestimmen, doch sprechen die rundlichen Körner eher für Titanomagnetit, als für Titaneisen.

C. Von den eben beschriebenen Ausscheidungen sind grobkörnige, dunkle Gesteine, welche am Weg Monchique—Caldas, wie unter dem Foiakamm über Monchique in ziemlicher Mächtigkeit anstehen, dem Mineralbestand, wie der Structur nach wesentlich verschieden. Das Gestein, welches am Wege nach Caldas ansteht, nimmt einen grossen Flächenraum ein, reicht bis in die Contactnähe und kann wohl als eine magmatische Differenzirung unter dem Einfluss der Contactnähe aufgefasst werden. Die Masse, welche nahe dem Kamm der Foia ansteht, ist bedeutend weniger mächtig, im übrigen aber mit dem Gestein bei Caldas vollkommen ident. Diese grossen, dunklen Ausscheidungen ähneln im Mineralbestand am meisten den Tescheniten der böhmisch-mährischen Kreideformation mit dem Unterschied, dass kein Analcim, sondern an Stelle dessen Nephelin vorhanden ist. Makroskopisch treten besonders bis centimetergrosse Hornblenden, meist rundlich geformt, hervor, auf deren glänzend schwarzen Spaltflächen man in kleinen Flecken in poikilitischer Verwachsung den Augit wahrnimmt. Infolge des Herrschens der Bisilicate zeigt das Gestein dunkelgraue bis schwarze Farbe. Die Grundmasse zwischen den grossen Hornblendekrystallen stellt sich als ein feinkörniges Gemenge der hellen und dunklen Mineralien dar, unter denen stellenweise hellgelbe Titanitkrystalle zu unterscheiden sind. Neben diesen, durch die grossen Hornblenden porphyrisch struirten Massen finden sich mehr gleichkörnige Stellen, in denen dann die Hornblende langprismatisch entwickelt ist. Gegen das normale Gestein existirt weder an der Foia, noch an der Picota eine scharfe Grenze, es findet vielmehr ein schneller Uebergang statt, wobei dann bis 2 Centimeter lange Prismen der Hornblende des basischen Gesteins stenglig in das normale Gestein hineinragen. Unter dem Mikroskop sind folgende Mineralien nachweisbar: Erze, Apatit, Titanit (Leucoxen), Biotit, Augit, Hornblende, Sodalith, Feldspathe, Nephelin. Hornblende und Augit sind häufig parallel, seltener regellos miteinander verwachsen und gegenüber den hellen Mineralien immer idiomorph. Biotit ist zuweilen in geringer Menge daneben vorhanden. Die Krystallisation des Augits hat früher begonnen als die der Hornblende; doch zeigen die grössten Augitkrystalle auch Einschlüsse von Hornblendefetzen. Das Mengenver-

Digitized by Google

hältnis von Augit und Hornblende zu einander schwankt ziemlich stark; so scheinen namentlich nach dem normalen Eläolithsyenit zu die Augite das Uebergewicht zu gewinnen. Die Begrenzung der Augitkrystalle ist $\infty P\infty$ {100} breit, $\infty P\infty$ {010} schmal oder gar nicht vorhanden und ∞P {110}, dann die flachen Pyramidenflächen; die Krystalle sind demnach taflig nach $\infty P\infty$ {100} und säulig nach *c*. Sie zeigen grossentheils zonaren Bau infolge isomorpher Schichtung; das Wachsthum des äusseren Theiles scheint nach $\infty P\infty$ {100} etwas stärker als nach $\infty P\infty$ {010}; häufig sind ausserdem von den Enden her zwei hellere, pyramidal gestaltete Massen eingeschoben, die zuweilen nach dem inneren Kern zu rechteckig abgegrenzt sind. In ihren Absorptionsverhältnissen und der Auslöschung gleichen die Augite den von Rohrbach[1]) beschriebenen Pyroxenen der Teschenite. Das Maximum der auf $\infty P\infty$ {010} beobachteten Auslöschungsschiefe beträgt 42—44°; zonare Partien differiren in der Auslöschung um 8—10°, wobei oft der innere Kern und die äusserste Randzone gleichzeitig auslöschen, während dazwischen eine abweichend auslöschende Partie liegt. Zuweilen haben die Ränder einen grünlichen Farbenton, doch ist diese Erscheinung nie so ausgeprägt, dass man von Aegirinumrandung sprechen könnte. Neben den Augiten der Teschenite lassen sich die hier vorliegenden nur noch mit dem limburgitischen Augit Rosenbusch's vergleichen. Der Pleochroismus ist nicht sehr stark, in dünnen Schliffen überhaupt nicht kenntlich. Für die Absorptionsverhältnisse ergab sich:

Kraatz:	Rohrbach:
$c \geqslant b > a$	$c > a > b$
c = grauviolett	c = violett
b = bräunlichgrau (Stich in's Grüne)	a = bräunlichgrau
a = gelblichgrün	b = grünlichbraun.

Die Absorptionsfarben für b und a wechseln in diluter Vertheilung in den einzelnen Schliffen von gelblichgrünen zu grauvioletten Tönen. Die violetten Farbtöne sind meist so deutlich, dass man wohl auf einen ziemlich hohen Titangehalt der Augite schliessen darf, wofür auch die zuweilen vorkommende Leucoxenumrandung

[1]) Cf. Carl E. Rohrbach, Ueber die Eruptivgesteine im Gebiete der schlesisch-mährischen Kreideformation. Diese Mitth., VII, pag. 18 ss.

Digitized by Google

spricht. Neben der gewöhnlichen Spaltbarkeit nach $\infty P\{110\}$ ist häufig deutlich eine solche nach $\infty \breve{P}\infty$ {010} zu beobachten. Zwillinge nach a {100} sind nicht selten. In Schnitten senkrecht zur Prismenzone sind die Augite oft zonar bestäubt; die Bestäubung setzt nach innen scharflinig ab und verliert sich nach aussen allmählich; wovon sie herrührt, ist selbst bei der stärksten Vergrösserung nicht zu erkennen. Glimmer ist meist nur in wenigen, corrodirten Blättern vorhanden, welche in der Hornblende liegen und auf Kosten derselben aufgelöst erscheinen; der Pleochroismus desselben ist hellgelbbraun, nelkenbraun oder pflaumfarben und deutet auf Titangehalt. Die Hornblende ist leicht kenntlich durch ihre röthlichbraunen Farbentöne und die überall vorzüglich sichtbare Spaltbarkeit. Die Krystalle sind kurz bis lang säulenförmig, die Querschnitte meist begrenzt von $\infty P\{110\}$ gross, $\infty \breve{P}\infty\{100\}$ und $\infty \breve{P}\infty\{010\}$. Die Spaltbarkeit nach $\infty P\{110\}$ ist stets ausserordentlich scharf, daneben aber noch häufig gute Spaltbarkeit nach der Symmetrieebene zu beobachten. Der Winkel $(110):(1\bar{1}0)$ wurde an Spaltstücken zu $55°\,40'$ und $55°\,43'$ gemessen; Brögger beobachtete am Barkevikit $(110):(1\bar{1}0) = 55°\,44'\,30''$. Die Absorptionsverhältnisse entsprechen denen des Barkevikits (Brögger) und der basaltischen Hornblende der Teschenite (Rohrbach). c zunächst liegt c, als Maximum der Auslöschungsschiefe wurden Winkel zwischen 14—16° gemessen. $c > b > a$ Rohrbach: $c > b > a$.

Brögger-Rosenbusch:	Rohrbach:	Kraatz:
c = tiefbraun	c = dunkelbraun	c = tiefbraun.
b = röthlichbraun	b = braun bis dunkelbraun	b = dunkelbraun bis röthlichbraun.
a = hellbräunlichgelb	a = lichtgelbbraun	a = lichtgelbbraun.

Nach dem Rande zu geht die Färbung der Hornblende zuweilen ganz allmählich in grünbraune Töne über; die grünlichbraune Zone ist aber nur selten sichtbar und niemals breit oder scharf abgegrenzt. Die Hornblende ist ausser den Einschlüssen von Augit häufig erfüllt von Apatit und Titanomagnetit; seltener finden sich Sodalith und Titanit. Der Apatit ist in schön idiomorphen Durchschnitten im Gestein verbreitet; dieselben zeigen meistens eine sehr feine Bestäubung, welche auf basischen Durchschnitten häufig Zonaranordnung erkennen lässt. Der Titanomagnetit erweist sich als

Digitized by Google

solcher durch die ihn meistentheils begleitenden, schmalen Leucoxenränder; solche Umrandungen kommen stellenweise auch an den Pyroxenen vor. Der eigentliche Titanit in grossen Krystallen ist ein nicht gleichmässig vertheilter Gemengtheil; er unterscheidet sich von den Krystallen des Eläolithsyenits makroskopisch durch seine hellgelbe Farbe, unter dem Mikroskope durch seinen kaum merkbaren Pleochroismus und die regelmässige Bestäubung. Die Bestäubung bildet theils bräunliche Flecken im Centrum der Krystalle, theils ist sie den Umrissen parallel zonar angeordnet. Die Formen des Titanits sind die gewohnten; prismatische und spitzrhombische Durchschnitte treten nebeneinander auf, sind randlich jedoch häufig corrodirt. Dem Alter nach steht der Titanit zwischen Augit und Hornblende; er führt meist gerundete Pyroxeneinschlüsse und liegt zuweilen ganzrandig im Barkevikit. Von den hellen Mineralien ist der Sodalith das älteste; derselbe ist stets zeolithisirt und liegt mit Durchschnitten von $\infty O\{110\}$ theils in der Hornblende, theils im Feldspath. Die hellen Bestandtheile wurden nach dem specifischen Gewicht getrennt; es konnte Orthoklas, Nephelin und trikliner Feldspath nachgewiesen werden. Die Trennung ist nur bei sehr feinem Korn möglich, da die Verwachsung von Nephelin und Feldspath mit Augit, beziehungsweise Hornblende eine sehr innige ist. Man erhält mittelst Jodmethylen geschieden zwei ziemlich gleichgrosse Portionen heller Mineralien, in einer derselben triklinen Feldspath, in der andern Nephelin + Orthoklas. Der trikline Feldspath besitzt das specifische Gewicht von 2·70—2·73, gehört also dem Labrador und überwiegend dem Bytownit an. An den getrennten Spaltstücken wurden auf $oP(001)$ zur Zwillingsgrenze Auslöschungsschiefen von 12°30′ — 28° beobachtet, was mit dem Gewichte stimmt. Die triklinen Feldspathe zeigen im Schliff zuweilen beide Zwillingsgesetze und lassen hie und da verschwommenen zonaren Aufbau beobachten. Orthoklas und Nephelin wurden durch Behandlung der leichteren Portion mittelst verdünnter Salzsäure und Lösung der reichlich entstandenen Gallerte durch Kalilauge getrennt; es bleibt alsdann vollkommen reiner Orthoklas in grösserer Menge als der gelöste Nephelin zurück. Die Feldspathe sind grösstentheils frisch, nur theilweise in farblosen Glimmer umgewandelt.

Das Gestein wäre nach seinen wesentlichen Gemengtheilen Apatit, Hornblende, Augit, trikliner Feldspath, Orthoklas, Nephelin

Digitized by Google

in die Theralithreihe, und zwar — will man die Wahrscheinlichkeit der Umwandlung des Nephelins zu Analcim annehmen — zum Teschenit zu stellen. Eine chemische Untersuchung des Gesteins wurde durch die liebenswürdige Vermittlung von Herrn Prof. P. Jannasch durch Herrn Singhof im hiesigen anorganischen Universitätslaboratorium ausgeführt; dieselbe ergab, verglichen mit den nächststehenden Gesteinen, folgendes Resultat:

	I.	II.		III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.
SiO_2 =	41·80	44·39		43·65	43·18	44·31	46·53	46·73	46·84
TiO_2 =	4·14	—		4·00	—	—	2·99	0·78	1·88
Al_2O_3 =	14·56	16·83		11·48	15·24	17·20	14·31	10·05	13·98
Fe_2O_3 =	6·09	6·69		6·32	7·61	4·64	3·61	3·53	8·99
FeO =	6·41	4·60		8·00	2·67	3·81	8·15	8·48	5·46
MgO =	4·66	3·59		7·92	5·81	6·57	6·56	9·68	0·80
CaO =	14·87	9·28		14·00	10·63	10·40	12·13	13·22	10·41
Na_2O =	4·25	3·80	3·59 Fellner	2·28	5·68	4·45	4·95	1·81	3·59
K_2O =	1·94	3·89	0·82 Fellner	1·51	4·07	3·64	1·58	3·76	2·59
CO_2 =	0·40	—		—	—	—	—		0·30
P_2O_5 =	0·52	1·25		—	0·95	—	—	1·50	0·59
H_2O =	1·18	3·76		1·00	3·57	4·07	0·20	1·24	2·69
Fl =	—	0·38		—	—	—	—	—	0·47
Cl =	Spur	Spur		—	—	—	—	—	—
MnO =	—	—		—	—	—	0·22	—	1·79
	100·82	98·46		100·16	99·40	99·11	101·23	100·78	100·38
Sp. G. =	—	—		—	2·93	—	2·96	—	—

I. Basische Ausscheidung. Monchique. II. Hornblende führender Teschenit von Boguschowitz. Tschermak: Felsarten etc. 1866, pag. 276. III. Essexit (Olivingabbrodiabas). Brandbergstein, Christianiagebiet. W. C. Brögger: The Basic Eruptive Rocks of Gran. Quart. Journ. Vol. 50, pag. 19. IV. Theralit. Martindale. Crazy Mts., Montana. V.[1]) Theralit. Gordons Butte. Crazy Mts., Montana. VI.[2]) Theralit von Umptek. VII.[3]) Shonkinit. Square Butte, Montana.

[1]) J. E. Wolf, Notes on the petrography of the Crazy Mountains and other localities in Montana Territory. Northern Transcontinental Survey. R. Pumpelly, Director. 1885.

[2]) V. Hackman, Der Nephelinsyenit des Umptek. Fennia 11, Nr. 2, pag. 168.

[3]) W. H. Weed and L. V. Pirsson, Highwood Mountains of Montana. Bull. Geol. Soc. America. 1895, Bd. VI, pag. 389.

Digitized by Google

VIII.[1]) Nephelin-Leucit-Tephrit. Obere Decke des Falkenberges bei Tetschen.

Die vorstehenden Analysen zeigen die nahe Verwandtschaft dieser Gesteine; nur der Shonkinit fällt mit seinem Verhältnis von Kali zu Natron aus der Reihe und scheint ein entsprechend basisches Glied der Kalireihe darzustellen. Analyse VIII wurde zum Vergleich mit den nächst verwandten Ergussgesteinen beigefügt.

D. Eine basische Ausscheidung, welche wahrscheinlich ebenfalls zur Essexit-Theralitreihe gehört und sich nicht unwesentlich von der eben beschriebenen unterscheidet, steht zwischen Dorf Monchique und der teschenitähnlichen Ausscheidung, von dieser jedoch durch normalen Picotasyenit getrennt, an. Das Gestein ist dunkelgrau von Farbe, mittelkörnig und lässt makroskopisch Feldspathspaltflächen, dunklen Glimmer und hie und da Pyrit erkennen. Unter dem Mikroskope ist die Zusammensetzung: Kiese (wenig), reichlich Magnetit, Augit, Biotit und Plagioklas. Der Glimmer ist (ausgenommen einen Theil der Erze) der älteste Bestandtheil. Seine Krystalle sind jedoch nie ganzrandig, sondern entweder randlich corrodirt oder bis auf unregelmässige Lappen, die zu mehreren je gleiche Orientirung besitzen, resorbirt. Die Krystalle zeigen Pleochroismus hellgelbbraun bis dunkelgelbbraun, manchmal mit Stich in's Violette; die unregelmässig begrenzten Fetzen liegen entweder in einem körnigen Aggregat von fast farblosem Augit oder werden rings von schwarzen, meist elliptisch gestalteten Erzkörnern umrandet. Erzanhäufungen, welche oft einen Augitkern umschliessen, finden sich auch innerhalb der grösseren Glimmerfetzen. Der Augit ist in zwei Generationen vorhanden: Grosse, nie idiomorph begrenzte Krystalldurchschnitte zeigen braunviolette Farbtöne; die Färbung ist verschieden in verschiedenen Partien, indem unregelmässig hellgelbbraune mit mehr violettbraunen Flecken wechseln. Die Durchschnitte sind häufig von Rissen durchsetzt, auf denen feine Erzkörner in Schnüren angeordnet liegen, ähnlich denen, welche die Biotite umranden. Nach aussen zu geht der Augit ohne scharfe Abgrenzung, aber doch deutlich absetzend in farblose Augitsubstanz über. Dieselbe ist stets skeletartig gewachsen und erscheint von kleinen Erzpartikeln wie bestreut; zuweilen ist die skeletartig struirte helle Augitsubstanz,

[1]) J. E. Hibsch, Beiträge zur Geologie des böhmischen Mittelgebirges Diese Mitth., XIV, pag. 107. Wien 1894.

Digitized by Google

welche meist dieselbe Orientirung besitzt wie der dunklere Kern, als Ganzes verzwillingt. Der Feldspath zeigt ausgezeichneten Idiomorphismus und ist meist deutlich zonar gebaut. Zwillingsstreifung nach Albit und Periklingesetz ist verbreitet, ausserdem treten Karlsbader Zwillinge auf. Das Innere der Feldspathe, welches der Labradorzusammensetzung nahe steht, ist basischer als die Aussenpartien; die Krystalle sind fast durchwegs bestäubt, wie bei Diabasen und Essexiten. Für die Abkunft aus dem Eläolithsyenitmagma spricht jedoch der hohe Alkaligehalt wie die nirgends ganz scharfe Grenze zum Eläolithsyenit. Nephelin ist nicht vorhanden. Das Gestein macht seiner ganzen Erscheinung nach den Eindruck starker Veränderung; als secundäre Mineralien treten etwas Quarz und Chlorit auf; die chemische Zusammensetzung ist der der typischen Essexite sehr ähnlich. Die nachstehende Analyse wurde im hiesigen anorganischen Universitätslaboratorium von einem Schüler des Herrn Prof. P. Jannasch ausgeführt und mir gütigst zur Verfügung gestellt; unter zwei und drei sind zum Vergleich Essexitanalysen beigefügt:

	I.	II.	III.
SiO_2	49·67	49·25	50·50
TiO_2	nicht bestimmt	1·41	1·91
Al_2O_3	17·99	16·97	17·64
Fe_2O_3	13·06	15·21	9·43 / 5·41
FeO			4·02
MgO	3·06	3·00	3·33
CaO	6·63	7·17	7·91
Na_2O	6·21	4·91	5·52
K_2O	2·62	2·00	3·02
H_2O	0·86	0·30	0·45
P_2O_5		0·76	0·92
	100·10	100·98	100·63

I. Essexit. Monchique. II. Essexit (Olivingabbrodiabas) Dignaes, nördlich von Christiania. III. Essexit, sogenannter Dolerit. Rongstock bei Teschen.

5. Gesteine aus der Contactnähe und endomorpher Contact.

Gesteine, welche dem beschriebenen Haupttypus von der Picota ähneln, aber bereits Abweichungen zeigen, welche auf die Contact-

Digitized by Google

nähe zurückzuführen sind, sind die mittelkörnigen Eläolithsyenite von Fornalhas und Corte grande am Südostabhange der Picota. Sie finden sich unweit des Contacts und sind makroskopisch durch ein etwas feineres Korn vom normalen Syenit der Picota unterschieden. Feldspath und Nephelin lassen sich infolge stärkerer Verwitterung noch deutlicher auseinanderhalten als im normalen Gestein, und die dunklen Mineralien sind noch spärlicher, als im vorher beschriebenen Gestein. Während diese Gesteine nach Structur, Auftreten und makroskopischer Erscheinung sich sehr ähneln, finden sich im Mineralbestand bei Untersuchung der Schliffe nicht unbedeutende Verschiedenheiten.

A. Gestein vom Abhang der Picota bei Fornalhas, am Hügel von 486 Meter (nach der portugiesischen Karte) geschlagen.

Das mittel- bis feinkörnige Gestein hat folgenden Mineralbestand: Erze, Apatit, Biotit, Titanit, Hornblende, Aegirinaugit, Feldspathe, Nephelin, Cancrinit. Apatit und Erze sind sehr spärlich, der Biotit etwas reichlicher vorhanden. Letzterer tritt nur zum geringen Theile in kleinen, wohl idiomorphen Krystallen, grösstentheils in stark corrodirten Fetzen auf. Der Titanit ist reichlicher vorhanden, meist gut begrenzt, selten nur corrodirt. Die Hornblende kommt nicht in idiomorphen Krystallen vor, sondern ist stets bis auf lappige Stücke aufgelöst; die an Schnitten senkrecht zur Prismenzone beobachteten Spaltrisse lassen sie mit Sicherheit bestimmen. Ihrem Pleochroismus nach a=hellolivbraun, b=c schwarzbraun, gehört die Hornblende der Barkevikitreihe an. Der gleichfalls stark resorbirte Aegirinaugit liegt fast immer mit der Hornblende zusammen; eine völlige Umwachsung des einen Minerals durch das andere wurde nicht beobachtet; es ist daher das Altersverhältnis der beiden Mineralien zu einander nicht zu bestimmen. Die Feldspathe sind infolge von Verwitterung immer fein bestäubt und, soweit beobachtet wurde, immer Zwillinge nach dem Karlsbader (Orthoklas) und nach dem Albitgesetz (Mikroklin). Lamellar wiederholte Zwillingsbildung nach diesem Gesetze kommt nicht vor; die Auslöschung ist meistens der ganzen Länge nach undulös. In den Einzelindividuen finden sich feine Lamellen $\perp$ zur Zwillingsgrenze eingewachsen, wahrscheinlich nach dem steilen Orthodoma; dieselben führen eine federförmige Zeichnung herbei, sind stärker zersetzt, als

Digitized by Google

die grossen Individuen und scheinen Albit zu sein.[1]) In grossen Einzelkrystallen wurde Albit nicht beobachtet. Die Nepheline sind, wie immer, letzte Ausfüllungsmasse und bieten nichts Bemerkenswertes. Das feinkörnige Gestein desselben Fundortes ist mit dem oben beschriebenen bis auf die Korngrösse vollkommen ident.

B. Ebenfalls mittelkörnig und makroskopisch sehr ähnlich ist der Eläolithsyenit vom Hügel nordöstlich von Corte Grande bei Fornalhas. Die Feldspathleisten sind recht schmal, der Eläolith röthlich; das Gestein bricht uneben. Im Dünnschliff fällt sofort die Anwesenheit von Låvenit und geringen Mengen arfvedsonitischer Hornblende auf; der Titanit tritt sehr zurück. Ausserdem kommt spärlich in löcherigen Wachsthumsformen ein krappbraunes Mineral vor, welches wahrscheinlich zum Ainigmatit zu rechnen ist. Der Mineralbestand ist also der folgende: Erze, Låvenit, Titanit, arfvedsonitische Hornblende, Aegirinaugit, Aegirin, ainigmatitähnliches Mineral, Feldspathe, Nephelin, Analcim. Der Låvenit ist in wohlbegrenzten, wie in theilweise resorbirten Krystallen vorhanden und findet sich häufig mit den Pyroxenen zusammen. Die Krystalle sind nach der *c*-Axe gestreckt, nach *a* {100} häufig etwas taflig entwickelt und durch spitze Pyramiden begrenzt. Ausserdem wurden beobachtet 011, 101, 100, 010, 110. Die Schnitte nach *b* {010} lassen meistens Zwillingsbildung einfach und lamellar wiederholt beobachten. Auf klinopinakoidalen Schnitten konnte die Auslöschungsschiefe a : c zu 20° bestimmt werden. Auf orthopinakoidalen Schnitten tritt eine Bisectrix schief aus; Axenebene die Symmetrieebene. Der Pleochroismus ist sehr deutlich a farblos, $b = \mathfrak{b}$ schwachgelb mit Stich in's Grüne, c orangegelb. Der Titanit liegt meist mit Låvenit zusammen; er bildet nicht so grosse Krystalle wie im Hauptgestein und ist bei guter idiomorpher Begrenzung theilweise im Låvenit eingeschlossen, die Bildung des Titanits hörte wohl auf, sobald die Titansäure zur Bildung des Låvenits verwandt wurde. Von der arfvedsonitischen Hornblende sind nur geringe grünblaue Reste vorhanden, die — stets ohne eigene Umgrenzung — orientirt im Aegirinaugit liegen. Die Augite sind durchwegs grasgrün, randlich dunkler

[1]) Aehnliche Feldspathe finden sich in den Lipariten des Cabo de Gata. A. Osann, Beiträge zur Kenntnis der Eruptivgesteine des Cabo de Gata. II. D. G. G. XVIII, 1891, pag. 694.

Digitized by Google

und die Auslöschung wird randlich allmählich geringer; neben dem Aegirinaugit finden sich auch Krystalle vom eigentlichen Aegirin mit Auslöschungsschiefe von circa 5°. Von dem Aegirinaugit aus Theilen des Massivs, die dem Contact ferner liegen, unterscheidet der Pyroxen sich hier dadurch, dass er nie mehr einen Kern von hellem Augit, der dem Diopsid nahe steht, besitzt. Während im Hauptgestein die Umrandung fortschritt von Diopsid und gemeinem Augit zu Aegirinaugit, schreitet sie hier von Aegirinaugit zu Aegirin fort. Die Krystallisationsperiode der Aegirinaugite ist hier so lange andauernd, dass ein Theil derselben seine Formen dem umliegenden Feldspath verdankt. Neben diesen farbigen Silicaten ist ein weiteres Mineral vorhanden, welches bei der flüchtigen Betrachtung des Schliffes und in nicht sehr dünnen Präparaten leicht mit Erzen verwechselt werden kann. Die Krystalle dieser Substanz sind niemals ganzrandig, sondern bilden meist prismatische Krystallskelette, welche gewissen Skeletformen des Titaneisens nicht unähnlich sind; an durchsichtigen Stellen zeigen diese Gebilde krapp- bis nelkenbraune Farbe. Das Mineral stimmt in seinen Eigenschaften ganz mit einem ainigmatitähnlichen Mineral überein, welches Osann aus Eläolithsyeniten von Texas beschrieb. Ich hatte Gelegenheit, zwei Schliffe vom Mount Ord und vom Limpia Creek zu vergleichen und konnte so die Identität dieses Minerals mit dem „Ainigmatit" Osann's in allen äusseren Eigenschaften feststellen. Da sich in jedem Schliff nur wenige Schnitte des Ainigmatit-Minerals finden, konnte eine Isolirung zwecks Analyse nicht vorgenommen werden. Der Feldspath ist durch Verwitterung stark getrübt und besteht, nach dem ungleichmässigen Gang der Zersetzung zu urtheilen, aus verschiedenen Feldspathen; es war wahrscheinlich Orthoklas und Mikroklin in mikroperthitischer Verwachsung mit Albit vorhanden. Der Nephelin ist frisch und noch mehr wie sonst erfüllt mit Gas- und Flüssigkeitseinschlüssen; viele der Flüssigkeitseinschlüsse besitzen bewegliche Libellen. An einzelnen Stellen herrscht granophyrische Verwachsung zwischen Feldspath und Nephelin, während gewöhnlich der Nephelin als letzte Ausfüllungsmasse zwischen den Feldspathen auftritt.

C. Von den eben beschriebenen Gesteinen lässt sich schon nach dem Augenschein ein feinkörniger Eläolithsyenit unterscheiden, in dem der grosse Reichthum an Glimmerblättchen (Biotit) auffällt. Derselbe stammt ebenfalls von dem 486 Meter hohen Hügel bei

Digitized by Google

Fornalhas, ist aber der weitverbreiteten Randfacies, welche an verschiedenen, räumlich weitgetrennten Stellen des Gebietes, so bei Caldas de Monchique und dort, wo der Weg nach Saboia de Monchique den Contact schneidet, angetroffen wurde, so ähnlich, dass er mit diesen zusammen beschrieben werden soll. Der Eläolithsyenit zeigt in dieser normalen Contactentwicklung ein ziemlich gleichmässig feines Korn. In dem Gestein, welches bei Caldas und am Wege nach Saboia vorzüglich frisch geschlagen wurde, liegen in einer hellen Grundmasse von Feldspath und Nephelin reichlich schwarz glänzende Glimmertäfelchen. Das Gestein ist bei Fornalhas etwas grobkörniger, die dort schlierig vertheilten Biotitblättchen erreichen eine Grösse von circa 2 Millimeter, ausnahmsweise noch mehr; Feldspath und Nephelin sind dort verwittert. In den frischen Gesteinen der anderen Fundpunkte erreichen die Glimmer kaum Stecknadelkopfgrösse, sind gleichmässig durch das Gestein vertheilt und die sehr schmalen Feldspathleisten lassen schon makroskopisch fluidale Anordnung erkennen. Stellenweise sind etwas grössere, porphyrische Einsprenglinge von Feldspath und Nephelin vorhanden. Im Dünnschliff ergibt sich folgender Mineralbestand: Erze, Kiese, Apatit, Titanit (Monazit?), Biotit, heller Glimmer, Feldspathe (Orthoklas, Mikroklin, Albit), Nephelin. Erze, Kiese und Apatit sind spärlich vorhanden. Das Mineral, welches für Monazit gehalten wurde, tritt nur in wenigen gestreckten Körnern als Einschluss im Biotit auf; für seine Bestimmung sprechen Spaltbarkeit, Lichtbrechung und Axenbild. Der Biotit kommt nur in kleinen Krystallen ganzrandig vor; alle grösseren Individuen sind lappig und löcherig skeletförmig; er ist einaxig und besitzt den Pleochroismus strohgelb bis dunkelbraun, stellenweise tritt ein Ton in's Rothbraune auf. Der Biotit ist häufig von hellem, farblosem Glimmer in orientirter Stellung umrandet; zuweilen kommen Krystalle vor, bei denen die beiden Enden aus Biotit, die Mitte aus farblosem Glimmer besteht. An eine secundäre Umwandlung kann hier nicht gedacht werden, da die Gesteine, in welchen diese Verwachsungen beobachtet wurden, ganz frisch sind. In nicht so frischem Gestein ist nur eine randliche Bleichung des braunen Glimmers zu grünem zu constatiren. Rundliche Körner ohne Formenkennzeichen besitzen die Eigenschaften des Titanits und sind wahrscheinlich diesem zuzuzählen. Daneben treten skeletartige Gestalten auf, welche genau die Begrenzung des

Digitized by Google

früher beschriebenen Ainigmatitminerals zeigen; dieselben sind stark lichtbrechend, fast farblos mit einem Stich in's Gelbe oder Graue; die Doppelbrechung ist ebenfalls stark und bei gekreuzten Nicols treten sehr lebhafte Interferenzfarben auf. Die überaus charakteristischen Skeletformen lassen an Pseudomorphosen nach Ainigmatit denken; diese Annahme wird umso wahrscheinlicher, als Osann an den Krystallen vom Mount Ord analoge Umwandlungserscheinungen nachweisen konnte.[1]) Das helle, skeletförmige Mineral konnte mit Sicherheit nicht bestimmt werden; es dürfte aber seinen optischen Eigenschaften nach zur Gruppe der Titanosilicate gehören; eine Pseudomorphose eines solchen nach Ainigmatit ist bei dem hohen Titangehalt des letzteren (7 Procent) nicht unwahrscheinlich. In der hellen Grundmasse ist der Feldspath herrschend. Karlsbader Zwillinge von Orthoklas und Albitzwillinge von Mikroklin sind in fleckigen Partien mit einem anderen Feldspathmineral — höchst wahrscheinlich Albit — verwachsen. Die schmalen Feldspathleisten zeigen vielfach in ihrer ganzen Länge wandernde Auslöschung; Lamellirung nach dem Albitgesetz ist ziemlich selten; es treten dann einzelne Lamellen mit paralleler Auslöschung und solche von 10—13° zur Zwillingsebene symmetrisch auf. Albit ist zuweilen auch in Einzelindividuen vorhanden, welche sich nach der Auslöschungsschiefe mit Sicherheit bestimmen lassen. Der Eläolith spielt in nicht zu geringer Menge die Rolle der letzten Ausfüllungsmasse und ist vielfach von Flüssigkeits- und Gaseinschlüssen erfüllt. Zuweilen sind deutlich granophyrische Verwachsungen zwischen Feldspath und Nephelin zu beobachten. In einem Schliff vom Contact bei Caldas wurde ein schönes, gelbes, vollkommen isotropes Octaëder gefunden; dasselbe hat ganz das Aussehen des Pyrrhits von Sao Miguel und dürfte mit diesem zu identificiren sein.

D. Ein von dieser Contactfacies abweichendes Verhältnis lassen die aus einer kleinen Apophyse des Eläolithsyenits im Schiefer am Wege nach Caldas stammenden Handstücke erkennen. Der Eläolithsyenit wird nach dem Contact zu allmählich porphyrisch und dann feinkörnig; dicht am Contact leuchten aus einer frisch-fettig glänzenden Grundmasse nur noch parallel-fluidal angeordnete, millimeter-

[1]) Cf. auch Rosenbusch, Physiographie, 3. Auflage, Bd. I, pag. 193; Rosenbusch deutet das Mineral als Titanit.

Digitized by Google

breite Feldspathleisten auf. Im Schliff ergibt sich Folgendes: In einer hellen Grundmasse liegen Augit, Titanit, Biotit und Erzpartikel. Der Augit ist in zwei Generationen vorhanden: einmal finden sich grössere Einsprenglinge, echte Aegirinaugite mit hellerem Centrum und breitem grasgrünen Rand, der aus Aegirin besteht; dann kleine grüne Krystalle in der Grundmasse, welche keine scharfe Begrenzung besitzen, aber der geringen Auslöschungsschiefe nach zum Aegirin gehören. Titanit tritt in grossen, pleochroitischen Krystallen auf, wie im Hauptgestein der Picota; die Krystalle der Grundmasse sind klein, wasserhell und prismatisch entwickelt; ein Theil der grösseren Titanite ist fast ganz resorbirt. Die lappigen Biotite treten spärlich auf; die Magnetitkörner sind ziemlich gleichmässig durch das Gestein verstreut. Die helle Grundmasse besteht zum grössten Theil aus undulirend auslöschenden Feldspathen, welche eine bis in's Feinste gehende Verwachsung von Orthoklas und Mikroklin mit federartig angeordneten Albitlamellen zeigen. Nephelin ist daneben leicht unterscheidbar, in nicht sehr zahlreichen Körnern vorhanden, welche im Gegensatz zum Feldspath reich an Flüssigkeitseinschlüssen sind. Direct am Contact ist der Aegirinaugit ganz verschwunden, und statt der Pyroxene treten die Biotite reichlich in lappigen Krystallen auf. Ausserdem wird hier wieder das helle, stark licht- und doppelbrechende Mineral in Skeletten, wie am Contact des Hauptgesteins, beobachtet; an einzelnen Stellen finden sich im Zusammenhang mit diesem Krystallfragmente in Skeletform, welche Reste des Ainigmatitminerals darstellen. Vereinzelt sind Leisten von Titaneisen und ein schön gelbes Octaëder, wahrscheinlich Pyrrhit vorhanden.

Will man die Contacterscheinungen als Ganzes kurz zusammenfassen, so ergibt sich für die Charakteristik der Gesteine aus der Contactnähe Folgendes: Das Korn ändert sich schnell; die Gesteine werden zuerst mittelkörnig oder feinkörnig mit porphyrischen Einsprenglingen, dann gleichmässig feinkörnig bis fast dicht. Die Veränderungen im Mineralbestand sind nicht unbedeutend. Von den Bisilikaten tritt an Stelle des Aegirinaugits mit Zonarbau solcher ohne Zonarbau oder reiner Aegirin. Häufig verschwindet das Pyroxenmineral ganz, und Biotit tritt als einziges farbiges Silicat auf. Daneben finden sich dann Erzpartikel bedeutend reichlicher als im normalen Syenit. Ein Mineral, welches im Hauptsyenit nur ausnahmsweise beobachtet wurde, der Låvenit, tritt am Contact häufig

Digitized by Google

auf; ebenso scheint das Pyrrhitmineral fast ausschliesslich auf die Contactnähe beschränkt zu sein. Alle eben angedeuteten Erscheinungen finden sich in derselben Weise in den hellen Schlieren im Hauptsyenit, mit der einzigen Ausnahme, dass glimmerreiche, pyroxenfreie Partien nur in einem Fall (an der Foia) beobachtet wurden. Das Auftreten von Spinell in der Contactnähe, welches von L. van Werveke und von Rosenbusch erwähnt wird, konnte ich nur an älteren Präparaten beobachten, es scheint demnach keine verbreitete Erscheinung zu sein. Ausnahmsweise wurden im feinkörnigen, zersetzten Glimmersyenit vom Contact bei Caldas auch centimetergrosse, schwarze Turmalinkrystalle beobachtet. Dieselben zeigen messbar die Formen $r = (10\bar{1}1)R$, $o = (02\bar{2}1) - 2R$, $m = (10\bar{1}0)\infty R$ und sitzen mit kleinen Quarzen der Form ∞R, R,—R und einem stark verwitterten Glimmer zusammen. Das Vorkommen von Turmalin wurde, wie das des Pyrrhit ähnlichen Minerals, auch von L. van Werveke beobachtet.[1])

II. Die das Eläolithsyenitmassiv der Serra de Monchique durchsetzenden Ganggesteine.

Von Victor Hackman.

Ganggesteine durchqueren das Eläolithsyenitgebiet in nicht geringer Anzahl an verschiedenen Orten, sowohl an der Foia, als an der Picota. Ganz besonders häufig kommen sie an den südlichen Abhängen des letztgenannten Bergcomplexes vor. Die von ihnen gebildeten Gänge sind mit wenigen Ausnahmen nur schmal und besitzen eine Breite von circa $^1/_2$ Centimeter bis zu höchstens 2 Meter. Die gewöhnlich an den Ganggesteinen der Eläolithsyenite beobachtete mehr oder weniger grosse Mannigfaltigkeit der Typen findet sich auch hier wieder. Die hier auftretenden Ganggesteine sind hinsichtlich ihrer chemischen Beziehung zum Hauptgesteine zum grössten Theile als „diaschist" im Sinne Brögger's[2]) zu bezeichnen, und sie bilden eine ziemlich vollständige Reihe complementärer Glieder

[1]) Cf. L. v. Werveke, Ueber den Nephelinsyenit u. s. w. N. J., 1880, Bd. II, pag. 169.

[2]) W. B. Brögger, Die Eruptivgesteine des Christianiagebietes, I, pag. 126, Christiania 1894.

Digitized by Google

von genetisch mit dem Eläolithsyenite eng verbundenen Spaltungsgesteinen. Die beobachteten Typen sind: Bostonitporphyr, Tinguaite, Nephelinsyenitporphyr, camptonitischer Tinguait, camptonitisch-monchiquitische Gesteine. Sie sind hier in der Reihenfolge abnehmender Acidität aufgezählt und sollen in derselben Reihenfolge beschrieben werden. Eine scharfe Abgrenzung der aplitischen von den lamprophyrischen Gliedern ist in der Eintheilung mit Rücksicht auf vorhandene Uebergangsglieder vermieden und eine fortlaufende Reihenfolge vorgezogen worden.

I. Der Bostonitporphyr.

Der Bostonitporphyr wurde am Nordabhange der Foia angetroffen, wo er den mittelkörnigen Foiait durchsetzt; ob als Schliere oder als mächtiger Gang war nicht zu entscheiden. Da dieses Gestein jedoch bisher nur als gangbildend angetroffen worden ist, so stellen wir ihn auch hier mit den übrigen Ganggesteinen als deren erstes Glied zusammen. Er ist ein dichtes hellgrüngraues Gestein, welches weiss gesprenkelt ist infolge ausserordentlich zahlreicher porphyrisch eingesprengter Feldspathkörnchen. Diese besitzen in der Regel 1—1½ Millimeter Länge im Durchmesser und sind stellenweise so stark angehäuft, dass sie die grüngraue Grundmasse fast ganz verdrängen. Neben dem Feldspathe kommen auch Einsprenglinge von schwarzen Glimmerblättchen, doch nur ganz spärlich, vor; sie sind in der Regel etwas kleiner, als die Feldspathkörnchen. Die das Gestein aufbauenden Gemengtheile sind: Feldspath (Mikroklin und Albit), Biotit, Apatit, Magnetit und ganz unbedeutend Ainigmatit (?). Quarz konnte nicht nachgewiesen werden, so dass also das Gestein als ein quarzfreier Bostonitporphyr zu bezeichnen ist. Das unter den genannten bei weitem vorherrschende Mineral ist der Feldspath, welcher sowohl als Einsprengling, wie als Grundmassenbestandtheil das Gestein hauptsächlich zusammensetzt. In der Regel ist er als Mikroperthit ausgebildet, welcher Mikroklin in Verwachsung mit Albit zeigt. In einem Schnitte ungefähr nach $P(001)$ konnte an den schwächer doppeltbrechenden Partien (Mikroklin) eine Auslöschungsschiefe von circa 15°, an den stärker doppeltbrechenden Theilen (Albit) eine solche von 3—4° wahrgenommen werden. An diesem Schnitte herrschte der Mikroklin bei weitem vor, während der Albit

Digitized by Google

nur in kleinen Lamellen ausgebildet war. Doch schwankt das Mengenverhältnis von Albit und Mikroklin im allgemeinen, und der Albit ist zuweilen fast ebenso reichlich vorhanden, wie der Mikroklin. Die Verwachsung zwischen beiden ist manchmal so feinlamellig, dass sie kryptoperthitisch wird. Neben dem Mikroperthite kommen auch reine Albitindividuen vor. An Schnitten mit symmetrischer Auslöschungsschiefe der polysynthetischen Zwillingslamellen wurde als Maximum für dieselben 11° beobachtet. Diese Feldspatheinsprenglinge sind theils idiomorph, theils unregelmässig begrenzt und greifen mit ihren Conturen im letzteren Falle häufig theilweise zahnförmig in die Grundmasse ein. Die Feldspathindividuen sind meist stark bedeckt mit Zersetzungsgebilden, wie Muskovitfäserchen und mikrolithischem Staube.

Der Biotit ist als Einsprengling in idiomorphen Blättchen ausgebildet und hat die gewöhnliche braune Farbe. Er enthält sehr häufig Einschlüsse von Apatit und ist vielfach umgewandelt in Chlorit, grünen Glimmer und Faserserpentin. Der Apatit ist recht häufig, insbesonders gerne in der Nähe der Einsprenglinge und als Einschluss in ihnen. Der Magnetit erscheint zuweilen skeletförmig und die äusseren Conturen eines Minerals, etwa eines Pyroxens oder eines Amphibols ausfüllend, und ist dann gewöhnlich von Schüppchen bräunlichen oder grünlichen Glimmers und von Chlorit umgeben. Es ist wohl anzunehmen, dass in diesen Bildungen Umwandlungsproducte nach einem farbigen Silicate (Amphibol oder Pyroxen) vorliegen. Sie kommen jedoch nur vereinzelt vor. Dicht neben einer solchen skeletförmigen Eisenerzbildung fanden sich einige kleine Körnchen eines dunkelrothbraunen doppeltbrechenden Minerals vor, welches möglicherweise Ainigmatit(?) ist.

Die Grundmasse des Gesteins besteht hauptsächlich aus einem Gefüge sehr kleiner Feldspathkörnchen, welche, nach ihrem Verhalten zu + Nicols zu urtheilen, denselben Feldspatharten wie die Einsprenglinge angehören (Mikroperthit von Mikroklin und Albit). Auch diese sind stark bestäubt und zersetzt. An farbigen Gemengtheilen ist die Grundmasse arm; es finden sich spärlich winzige Blättchen von grünlichem und braunem Biotit vor, welche zuweilen local etwas angereichert sind. Eisenerz tritt ziemlich reichlich in winzigen Körnchen auf, die bis zu mikrolithischem Staube herabsinkend, gleichmässig über die Grundmasse vertheilt sind. Zuweilen

Digitized by Google

ist eine fluidale Anordnung dieser winzigsten Eisenerzkörnchen um die Einsprenglinge herum wahrzunehmen.

Neben dem oben erwähnten Gange wurde noch am selben Abhange der Foia, weiter unterhalb am Wege, der von Monchique nach Marmelete führt, dieser Bostonitporphyr anstehend gefunden, doch nur mangelhaft aufgeschlossen. Er war hier durch Zersetzung violett gefärbt und zeichnete sich durch Einschlüsse fremder Gesteinsbruchstücke aus. Unter diesen letzteren fand sich hauptsächlich feinkörniger Eläolithsyenit, ausserdem aber auch kleine Bruchstücke eines dunklen dichten Gesteins. Diese letzteren machen den Eindruck, einem contact-metamorphen Diabase anzugehören. Die Beschreibung derselben wird deshalb im letzten Theile der Arbeit, welcher die contactmetamorphen Nebengesteine behandelt, folgen.

II. Tinguaite.

Tinguaite kommen sowohl an der Foia als an der Picota ziemlich häufig vor. Sie lassen sich nach ihrem Mineralbestande in zwei Hauptgruppen eintheilen: die Aegirintinguaite und die Aegiringlimmertinguaite. Die ersteren zeigen die für die Tinguaite gewöhnliche grüne Farbe und treten ausschliesslich in Gängen an der Foia auf, während die letzteren, meist von schwarzgrauer Farbe, zum grössten Theil an der Picota vorkommen; nur ein einziger glimmerhaltiger Aegirintinguait wurde an der Foia beobachtet. Ganz von den Tinguaiten dieser zwei Hauptgruppen verschieden ist ein am Südabhange der Picota zwischen Fornalhas und Casa Branca gangartig im Eläolithsyenit auftretender Leucittinguaitvitrophyr, welcher saurer als die übrigen Tiguaite und von ungewöhnlicher Ausbildung, hier an erster Stelle beschrieben werden soll.

1. Leucittinguaitvitrophyr.

Dieses Gestein ist schwarz und dicht und zeigt mehrfach eine schmale, grauschwarze, parallel gewundene Streifung oder Bänderung, welche ein Fluidalphänomen ist. In der Nähe des Salbandes enthält das Gestein kleine Bruchstücke des Eläolithsyenits eingeschlossen. Unter dem Mikroskop zeigt sich dieser Leucittinguaitvitrophyr hauptsächlich aus einem Gefüge von Mikrolithen zusammengesetzt, zwischen denen sich stellenweise bei schwächerer Vergrösserung anscheinend

Digitized by Google

glasige Substanz offenbart. Diese letztere löst sich bei starker Vergrösserung in ein Gefüge von noch winzigeren, nicht näher bestimmbaren Mikrolithen auf, von denen jedoch der grösste Theil Feldspath zu sein scheint; ein kleinerer Theil besteht wahrscheinlich aus Muskovitblättchen. Niemals erscheint auch bei stärkster Vergrösserung die Gesteinsmasse unter dem Gypsblättchen betrachtet einheitlich roth, sondern man bemerkt beim Umdrehen des Objecttisches stets einen Farbenwechsel zwischen gelblichroth und bläulichviolett. Es ist also keine Glassubstanz vorhanden. Die etwas grösseren, schon bei schwacher Vergrösserung als solche erkennbaren Mineralien bestehen aus Körnchen von hauptsächlich Orthoklas und etwas Plagioklas, welche sich hie und da neben einer Unzahl winziger Schüppchen von Biotit, Muskovit und Eisenerz in der Mikrolithenmasse des Gesteins vorfinden, theils einzeln, theils in knauerförmigen Anhäufungen, welche letztere zuweilen umgeben sind von dichtem mikrolithischen Staube unbestimmbarer Art. Die Feldspathkörnchen sind stets ganz allotriomorph, häufig zeolithisirt und ganz erfüllt von mikrolithischen Einschlüssen. Die grössten Feldspathe zählen circa 0·3 Millimeter im Durchmesser. Der Biotit zeichnet sich durch seine eigenthümlich schmutziggrüne Färbung aus; der Pleochroismus ist sehr deutlich, die Absorptionsfarben sind zwischen dunkelolivengrün oder nelkenbraun (c) und hellgrün bis farblos (a). Nur sehr selten sieht man vereinzelte, etwas über Mikrolithengrösse sich erhebende Blättchen dieses Biotits. Auffallend ist die eigenthümliche Anordnung des Biotits und des Eisenerzes, welche durch sehr ungleichmässig vertheilte, local mehr oder weniger dichte Anhäufungen dieser Mikrolithe charakterisirt ist. Stellenweise kommen in Präparaten nach gewissen Durchschnitten des Gesteins diese Anhäufungen in Form länglicher, gewundener, in paralleler Wiederholung wellenförmig verlaufender dunkler Streifen zum Vorschein, wie es die Mikrophotographie Fig. 3 auf Taf. V veranschaulicht. Gelegentlich finden sich zwischen den gewundenen Streifen dieselben Anhäufungen auch linsenförmig eingeschaltet oder schlauchförmig in die Länge gezogen vor. Es sind diese Erscheinungen ein schönes Beispiel fluidaler Structur.

Ausser dem hier geschilderten Aufbau ist das Gestein in seiner Zusammensetzung noch durch das Auftreten zahlreicher Sphärolithe charakterisirt. Diese bestehen aus radial angeordneten schmalen

Digitized by Google

Leistchen oder Fäserchen ungefähr mit dem Brechungsvermögen und der Doppelbrechung des Feldspathes und mit negativer Längsrichtung. Infolge der radialen Anordnung der Fasern entsteht zwischen gekreuzten Nicols in der Mitte der Sphärolithe stets ein schwarzes Kreuz, welches seine Stellung bei Umdrehung des Objecttisches nicht ändert (siehe Fig. 4 auf Taf. V). Da diese Sphärolithe nach Behandlung mit *HCl* und Tingirung sich als unangegriffen erwiesen, darf man wohl in Anbetracht der übrigen hier hervorgehobenen optischen Eigenschaften sie als Feldspathsphärolithe ansehen. Die Form derselben ist in der Regel kreisrund oder auch oval. Im letzteren Falle sind die Fasern divergent um eine Linie als Axe angeordnet, und man könnte sie auch mit Zirkel als Axiolithe bezeichnen. Die Grösse beträgt durchschnittlich 0·15 Millimeter im Durchmesser. In der Regel sind die Sphärolithe umgeben von einem Kranze der winzigen Biotitblättchen und Eisenerzkörnchen; ebenso auch gewöhnlich angefüllt von feinem Staube der oben genannten Gemengtheile, oft in der Weise, dass der Staub das Centrum bedeckt, während ein heller Rand denselben umgibt, oder aber der Staub sich randlich verdichtet zu einem dichteren Kranze. In der Anordnung der Staubpartikelchen ist oft bereits die Radialstructur zu erkennen. Die Sphärolithe sind in sehr wechselnder Menge über das Gestein vertheilt: zuweilen sind sie über grössere Partien des Dünnschliffes hin gar nicht vorhanden, um dann wieder an anderen Stellen umso reichlicher angehäuft aufzutreten.

Im Dünnschliffe erkennt man ferner deutlich das Gestein durchziehende Risse, ähnlich den in Gesteinsgläsern vorkommenden Abkühlungsrissen und man beobachtet, dass die knauerartig angeordneten Feldspathkörnchen, welche weiter oben erwähnt werden, ganz besonders gerne längs diesen Rissen auftreten. Auf Figur 3, Tafel V erkennt man bei genauerer Betrachtung einen solchen Riss, der seitlich die Bildfläche durchquert und eine kleine Verwerfung der Fluidalstreifen hervorruft. Stellt man diesen Umstand mit dem häufigen Auftreten der Sphärolithe, die ja eine typische Begleiterscheinung glasig erstarrter Magmen sind, ferner mit der Ausbildung der Hauptmasse des Gesteines als ein Gemenge von Mikrolithen, die man sehr wohl als Entglasungsproducte auffassen darf, und mit der schön ausgeprägten Fluidalstructur zusammen, so ist man wohl nach dem Aussehen des Gesteines zu dem Schlusse berechtigt, dass,

Digitized by Google

wenn auch gegenwärtig keine Glassubstanz mehr vorhanden ist, dennoch das Gestein ursprünglich in der Hauptsache glasig erstarrt war. Später hat es dann einen Entglasungsprocess durchgemacht. In Anbetracht dieses Umstandes ist natürlich die Diagnose der wahren Natur des Gesteines nicht sowohl durch Betrachtung seines Mineralbestandes, als vielmehr durch eine chemische Analyse ermöglicht. Eine solche wurde vom Mag. phil. A. Zilliacus in Helsingfors ausgeführt und ergab folgende unter Nummer I angeführte Resultate:

	I	II
SiO_2	58·89	54·20
Al_2O_3	19·67	21·74
Fe_2O_3	1·79	0·46
FeO	1·23	2·36
MnO	0·59	0·11
CaO	1·31	1·95
MgO	0·17	0·52
TiO_2	—	1·04
K_2O	11·00	6·97
Na_2O	4·41	8·69
H_2O (Glühverl.)	1·11	2·32
	100·17	100·36
Specifisches Gewicht	2·557	

I. Leucittinguaitvitrophyr der Picota. II. Nephelinsyenit der Serra de Monchique. P. Jannasch, N. Jahrb. 1884, pag. 271.

Der hohe Gehalt des Gesteines an Thonerde und Alkalien bei der geringen Menge von Eisenoxyden und Kalk und der mässigen Höhe der Procentzahl für die Kieselsäure kennzeichnet dasselbe deutlich als ein Glied der Eläolithsyenit- und Phonolithreihe, und in Anbetracht seiner geologischen Stellung als Ganggestein ist es daher als Tinguait zu bezeichnen. Im Vergleiche zu der unter Nummer II angegebenen Analyse des Normaltypus des Eläolithsyenites der Serra de Monchique ist dieser Tinguait ein wenig saurer, kieselsäurereicher und etwas ärmer an Thonerde und Kalk. Ein weiterer deutlicher Unterschied liegt im Verhältnisse der Alkalien zu einander, indem Kali an Menge bedeutend das Natron überwiegt. Gerade dieses Verhältnis lässt jedoch erkennen, dass dieser Tinguait nicht als solcher schlechthin, sondern nach seinem chemischen Be-

Digitized by Google

stande als Leucittinguait oder richtiger mit Rücksichtnahme auf seine ursprünglich glasige Erstarrung als Leucittinguaitvitrophyr zu charakterisiren ist. Leucit ist zwar bei dem gegenwärtigen Zustande des Gesteines nicht vorhanden und wahrscheinlich auch ebenso wenig in dem glasig erstarrten ursprünglichen Gesteine zur Ausbildung gelangt, aber es ist anzunehmen, dass das Magma die chemische Voraussetzung zur Bildung des Leucites für den Fall krystalliner Erstarrung und bei Eintreten weiterer günstiger Bedingungen besass. Es verhält sich dieser Vitrophyr demnach zu den Leucittinguaiten, wie der Obsidian zu den Quarzporphyren oder Lipariten. Im allgemeinen ist wohl bisher durch Erfahrung festgestellt, dass ein phonolithisches Magma nicht gerne glasig erstarrt, doch gibt es andererseits Beispiele für das Vorkommen derartiger Phonolithvitrophyre. So beschreiben nach der Angabe von Rosenbusch[1]) Fritsch und Reiss theilweise glasig erstarrte Phonolithe von der Insel Tenerife.

Die durch die oben erwähnten Thatsachen nachgewiesene glasige Erstarrung unseres Gesteines gibt in gewissem Masse einen Anhaltspunkt für die Bestimmung seines Alters. Es muss der Gang offenbar zu den jüngsten Magmaergüssen des Massives zu rechnen sein, und er ist wahrscheinlich erst nach völliger Erkaltung der übrigen Gesteinsmassen zum Durchbruch gelangt. Seine Analogie besitzt der Leucittinguaitporphyr in am Salbande glasig erstarrten Diabasen, wie zum Beispiel im Sordawalit.

2. Die Aegirin-Tinguaite.

A. Tinguaitporphyr, d. h. ein Tinguait, welcher durch zahlreiche makroskopische Feldspatheinsprenglinge ein evident porphyrisches Aussehen besitzt; er kommt mehrfach an den Gehängen der Foia vor. Etwa 1 bis 2 Kilometer östlich unterhalb des höchsten Gipfels wurde ein circa 1·5 Meter breiter Gang angetroffen, welcher ungefähr in der Richtung NNO.—SSW. streichend, sowohl den mittelkörnigen, als auch den feinkörnigen, hellgrauen Eläolithsyenit durchquerte. Ferner wurde sowohl in unmittelbarer Nähe des Gipfels, als auch weiter abwärts am Ostabhange dieser Tinguaitporphyr in losen in situ liegenden Blöcken vorgefunden, welche aus dem bedeckenden Verwitterungsgruse hervorragten, ohne dass

[1]) Mikroskopische Physiographie. II, pag. 627 (2. Aufl.).

Digitized by Google

man die Gänge selbst anstehend beobachten konnte. Der Tinguaitporphyr besitzt eine graugrüne, fettig glänzende, dichte Grundmasse, welche voll gespickt ist von weissen Tafeln und Leisten von Feldspath. Ausser diesen Feldspatheinsprenglingen, welche durchschnittlich $^1/_2$—1 Centimeter Länge im Durchmesser besitzen, treten weit weniger zahlreich Einsprenglinge von Nephelin auf, die farblose bis röthliche, fettglänzende isometrische Körner, durchschnittlich 3 bis 4 Millimeter im Durchmesser bilden. Ganz vereinzelt finden sich ausserdem geringe Anhäufungen kleiner dunkler Glimmerblättchen. Die weissgraue bis weissgelbe Verwitterungskruste des Gesteines ist in der Regel dünn ($^1/_2$—1 Millimeter); aus derselben ragen die Feldspatheinsprenglinge reliefartig hervor. Die den Tinguaitporphyr aufbauenden Gemengtheile sind insgesammt folgende: Feldspath, Nephelin, Sodalith, Aegirin, Aegirinaugit, Titanit, Biotit und etwas Eisenerz.

Die Grundmasse ist hauptsächlich zusammengesetzt aus Feldspath, der aus Orthoklas und Albit besteht, die sehr häufig in Leistchen ausgebildet sind, welche zumeist die Karlsbader Zwillingsbildung zeigen. Diese Leistchen sind dann immer ganz richtungslos angeordnet, und eine Fluidalströmug ist nicht zu bemerken. An anderen Stellen ist der Feldspath der Grundmasse wieder in isometrischen Körnchen ausgebildet. Der Nephelin tritt an Menge bedeutend hinter dem Feldspath zurück und findet sich als Zwischenfüllungsmasse vor. Die farbigen Gemengtheile der Grundmasse bestehen ausschliesslich aus Aegirinnädelchen, welche die diesem Minerale gewöhnlich zukommenden Eigenschaften besitzen. Die Endflächen sind in der Regel nicht ausgebildet, sondern die Individuen verlaufen büschelig. In Querschnitten zeigt sich das Orthopinakoid $\infty\breve{P}\infty$ (100) gross und das Spaltungsprisma ∞P (110) klein ausgebildet. Die Individuen sind gleichmässig und richtungslos über die Grundmasse vertheilt und ebenso wenig wie die Feldspathleistchen durch eine Fluidalbewegung des Magmas in ihrer Anordnung beeinflusst. Nur um die Einsprenglinge herum macht sich zuweilen Fluidalanordnung bemerkbar. Nicht selten sieht man, dass um die Aegirinnadeln herum die Feldspathleisten stark gebogen sind. Das Korn der Grundmasse ist ein verschiedenes an verschiedenen Stellen dieser Tinguaitporphyrvorkommen. Da, wo es am gröbsten ist, beträgt die Länge der Aegirinnädelchen durchschnittlich circa 0·17 Millimeter und die der

Digitized by Google

Feldspathleistchen etwa das Doppelte. Bei feinerem Korne findet gewöhnlich eine dichtere Zusammenhäufung der Aegirinnädelchen statt, welche theilweise fast zu trichitischer Kleinheit hinabsinken, und es wird hiedurch, da ja der Aegirin der die grüne Farbe des Gesteins verursachende Gemengtheil ist, ein makroskopisch grüner, etwas dunkler Farbenton der Grundmasse bedingt. Bei schwächerer Vergrösserung scheinen im Tinguaitporphyre vom feinsten Korne die Aegirine ein dichtes filziges Gewebe zu bilden. Häufig sind dann auch die Aegirinnädelchen aussen am Rande der Einsprenglinge dichter angehäuft und sind gerne um diese herum ein wenig fluidal angeordnet. Unter den in der Grundmasse des Tinguaitporphyres eingebetteten Einsprenglingen nimmt der Feldspath an Menge den ersten Platz ein. Dieser Feldspath ist tafelförmig nach *M* (010) ausgebildet und besteht zum grössten Theile aus Mikroperthit, der aus Kali- und Natronorthoklas und Albit zusammengesetzt ist. Ein orientirter Schliff dieses Mikroperthites nach *M* (010) zeigte Vorherrschen des Orthoklases, in welchem die stärker doppelbrechenden Lamellen des Albit mit der Auslöschungsschiefe von 19° in gleicher Orientirung verwachsen waren. Diese Lamellen sind unregelmässig begrenzt, doch gewöhnlich länglich ausgezogen ungefähr in ein und derselben Richtung, so dass sie annähernd parallel verlaufen, mit den Spaltrissen einen Winkel von circa 70° bildend. Es ist dies die gleiche primäre Verwachsung von Albit und Orthoklas oder Mikroklin, wie sie Brögger[1]) bei den Orthoklas- und Mikroklinperthiten des südnorwegischen Syenitgebietes, Ussing[2]) bei den Mikroklinmikroperthiten von Julianehaab schildert und wie sie der Verfasser[3]) auch schon beim Mikroklinmikroperthit des Nephelinsyenites von Kola beobachtete.

An der schwächer doppeltbrechenden Orthoklassubstanz kann man zwischen + Nicols eine Zusammensetzung aus zwei ungleich auslöschenden Theilen erkennen. Der eine, der vorherrschende, hatte eine Auslöschungsschiefe von 5—6°, und muss wohl als Orthoklas

[1]) W. C. Brögger, Die Mineralien der Syenitpegmatitgänge der südnorwegischen Augit- und Nephelinsyenite. Zeitschr. f. Krystallogr. 1890, Bd. XVI, pag. 521—554.

[2]) N. V. Ussing, Alkalifeldspaterne i de syd grönlandske Nefelinsyeniten og beslaegtede Bjaergarter. Meddelelser om Grönland. 1893, XIV.

[3]) V. Hackman, Fennia 11, Nr. 2, pag. 104.

Digitized by Google

angesehen werden, bei dem anderen, der in zahlreichen länglichen Lamellen, bis zu winzigen Dimensionen hinabsinkend und unregelmässig begrenzt, mit dem ersteren verwachsen war, variirte die Auslöschungsschiefe zwischen 9—12°, und hier dürfte daher Natronorthoklas vorliegen, d. h. eine kryptoperthitische Verwachsung von Orthoklas- und Albitlamellen. In zufälligen Durchschnitten der Dünnschliffe zeigt sich der Mikroperthit oft als ein flammiges Gewebe der ihn zusammensetzenden verschiedenen Feldspathlamellen. Zwillinge nach dem Bavenogesetze scheinen fast ebenso häufig vorzukommen, wie solche nach dem Karlsbader. Neben dem Mikroperthite findet sich auch reiner Orthoklas vor. Der Feldspath ist im ganzen frisch und beherbergt spärlich Einschlüsse von winzigen Aegirinnädelchen, Nephelin und Titanit. Der Nephelin ist als Einsprengling bei weitem nicht so zahlreich vorhanden wie der Feldspath, zeichnet sich durch seine Frische aus und beherbergt nur in geringer Menge dieselben kleinen Aegirinkryställchen wie der Feldspath. Der Sodalith kommt in nicht sehr grosser Menge in kleinen, idiomorphen, isotropen Durchschnitten zum Vorschein und ist häufig erfüllt von mikrolithischem Staube und von Feldspaththeilchen. Auf sein Vorhandensein deutet die reichliche Chlorreaction des Gesteinspulvers hin. Einsprenglinge von Aegirinaugit, welche randlich von einer gleich orientirten Aegirinhülle umgeben sind, heben sich nicht sehr auffallend durch ihre Grösse von dem Aegirin der Grundmasse ab, und sind nicht sehr häufig. Sie sind gerne mit einigen Eisenerzkörnchen vergesellschaftet. Hie und da finden sich als Einsprenglinge auch noch dichte Knauer vor, welche zusammengesetzt sind aus einem Gewirr von überwiegend Biotit, der in kleinen braunen Blättchen regellos angehäuft ist, ferner von Aegirinnädelchen, Titanitkörnchen und Eisenerz. Der Titanit ist im übrigen in kleinen, idiomorphen Krystallen der bekannten Couvertform nicht sehr häufig im Gesteine verbreitet. Sein Pleochroismus ist in der Regel deutlich wahrnehmbar (c röthlich, a farblos).

Dieser Tinguaitporphyr ist derselbe, welchen v. Werveke[1]) beschrieben hat und den Reiss als „Phonolith" bezeichnete, Werveke jedoch Nephelinsyenitporphyr genannt haben will. Durch die Freundlichkeit des Professors P. Jannasch in Heidelberg erhielt ich folgende drei Analysen dieses Tinguaitporphyres, welche von Dreien seiner Schüler ausgeführt wurden:

[1]) N. Jahrb. 1880, II, pag. 177 ff.

Digitized by Google

	I	II	III	Mittel
SiO_2	53·09	55·90?	53·33	53·21
TiO_2	0·29	0·37	0·40	0·35
Al_2O_3	23·81?	22·70	21·33	22·02
Fe_2O_3	3·92	4·20	2·66	4·18
FeO			1·75	
CaO	1·29	1·25	1·44	1·33
MgO	1·13	0·96	0·63	0·91
MnO	0·42	—	1·15?	0·42
K_2O	6·31	6·78	6·13	6·41
Na_2O	10·41	9·20?	10·34	10·37
H_2O	0·67	0·87	0·88	0·81
	101·34	102·23	100·04	100·01

Die Bezeichnung der unsicheren Werte mit Fragezeichen ist im Laboratorium geschehen, und die betreffenden Werte sind bei der Berechnung des Mittels nicht in Betracht gekommen. Stellen wir zum Vergleiche dieses Mittel mit früher ausgeführten Analysen des Hauptgesteines der Serra de Monchique zusammen, so können wir die für die Tinguaite im allgemeinen charakteristische geringe Abweichung vom chemischen Bestande des ihnen zugehörigen Nephelinsyenites auch hier constatiren. Bemerklich ist bei unserem Tinguaite nur ein etwas geringerer Gehalt an Kieselsäure, Eisenoxyden und an Kalk, dem ein etwas höherer Betrag an Natron gegenübersteht.

	I Tinguait-porphyr der Foia	II[1]) Nephelinsyenit Caldas de Monchique	III[2]) Nephelinsyenit Serra de Monchique
SiO_2	53·21	54·61	54·20
TiO_2	0·35	0·09	1·04
Al_2O_3	22·02	22·07	21·74
Fe_2O_3	4·18	2·33	0·46
FeO		2·50	2·36
CaO	1·33	2·51	1·95
MgO	0·91	0·88	0·52
MnO	0·42	—	0·11
K_2O	6·41	5·46	6·97
Na_2O	10·37	7·58	8·69
Glühverlust (H_2O)	0·81	1·15	2·32
		P_2O_5 0·15	
	100·01	99·33	100·36

[1]) E. Kaleszinsky bei A. Merian, N. Jahrb., 1884, B. B. III, pag. 271.

[2]) P. Jannasch, N. Jahrb., 1884, II, pag. 11.

Digitized by Google

Aus dem Analysenmittel (I) lassen sich nun annähernd in folgender Weise die auf die einzelnen Mineralien entfallenden Gewichtsprocente berechnen:

K_2O	4·49		
Al_2O_3	4·84		
SiO_2	17·09		
	26·42%	$K_2Al_2Si_6O_{16}$ (Kalifeldspath)	
Na_2O	2·14		18·77% Natronfeldspathsilicat
Al_2O_3	3·52		
SiO_2	12·42		
	18·08%	$Na_2Al_2Si_6O_{16}$	
CaO	0·14		
Al_2O_3	0·25		
SiO_2	0·30		
	0·69%	$Ca_2Al_4Si_4O_{16}$	
Na_2O	3·19		
K_2O	1·61		
Al_2O_3	6·99		
SiO_2	9·26		
	21·05%	$Na_6K_2Al_8Si_9O_{34}$ (Nephelin)	
Na_2O	3·83		
Al_2O_3	6·30		
SiO_2	7·41		
K_2O	0·18		
	17·72%	Sodalith	
Na_2O	1·21		13·96% Aegirin und Aegirinaugit
Fe_2O_3	3·11		
SiO_2	4·66		
	8·98%	$Na_2Fe_2Si_4O_{12}$	
FeO	1·07		
MgO	0·54		
CaO	0·94		
MnO	0·42		
SiO_2	2·01		
	4·98%	$(Fe,Mg)CaSi_2O_6$	
TiO_2	0·35		
CaO	0·25		
SiO_2	0·26		
	0·86%	$CaTiSiO_5$ (Titanit).	

Digitized by Google

Es ergibt sich also eine Zusammensetzung aus ungefähr

26% Kalifeldspath
19% Natronfeldspath
21% Nephelin
18% Sodalith
14% Aegirin und Aegirinaugit

B. Der Aegirintinguait vom Nordabhange der Foia.

Dieses Gestein wurde in einigen schmalen, schlecht aufgeschlossenen, parallelen Gängen am Passe zwischen der Foia und deren nördlichem, auf der portugiesischen Karte mit Picos I bezeichnetem Vorberge angetroffen. Die Streichungsrichtung dieser Gänge war ungefähr NO.—SW. Das Gestein ist dicht und hellolivengrün, besitzt nur spärliche Feldspatheinsprenglinge, so dass es mikroskopisch kaum den Eindruck eines porphyrischen Gesteins macht. Die weisse kaolinartige Verwitterungskruste desselben erreicht bis zu 1 Millimeter Dicke. Die mineralogische Zusammensetzung ist in der Hauptsache dieselbe, wie bei dem Tinguaitporphyre der Foia. Der Aegirin zeigt jedoch hier insofern eine Abweichung, als seine Individuen nicht einheitlich gefärbt, sondern theils braungelb, theils grün sind. Vielleicht liegt hier eine Verwachsung mit Akmit vor; bemerkenswert ist nur, dass die Kerne der Individuen meist braun, die Ränder grün sind. Im übrigen sind jedoch keine optischen Verschiedenheiten zwischen den grünen und den braunen Partien zu constatiren, sondern die Individuen machen zwischen + Nicols einen ganz einheitlichen Eindruck, allenthalben sind Interferenzfarbe und Auslöschungsschiefe dieselben. Ferner wurden im Dünnschliffe vereinzelte kleine Säulchen eines Minerales vorgefunden, welches wahrscheinlich Arfvedsonit ist. Die Doppelbrechung ist beträchtlich niedriger als beim Aegirin, a ist am nächsten c; der Winkel c : a war an einem der zufälligen Durchschnitte = 15°. Der Pleochroismus ist stark (a = bläulichgrün, c = hellgelblichgrün). Zwischen + Nicols wird das Mineral in keiner Lage ganz dunkel, sondern zeigt nur Wandel der Interferenzfarben zwischen Blau und Gelb, auf starke Bisectricendispersion hindeutend, wie sie durch Titangehalt verursacht wird. Randlich sind die Individuen mit ein wenig Aegirin verwachsen. Da das Mineral in gar zu geringer Menge vorhanden ist, liessen sich keine weiteren Bestimmungen vornehmen. Biotit scheint dem Tinguait vom Nord-

Digitized by Google

abhange der Foia ganz zu fehlen. Was die Structur der Grundmasse betrifft, so ist eine radialstrahlige Anordnung der Feldspathleistchen für sie charakteristisch.

3. Die Aegirin-Glimmer-Tinguaite.

A. Aegirin-Glimmer-Tinguait der Foia.

Dieses Gestein wurde an vereinzelten in situ liegenden, losen Blöcken nahe dem höchsten Gipfel der Foia geschlagen. Es ist dicht und makroskopisch ohne Einsprenglinge, besitzt eine etwas gesprenkelt graugrüne Farbe und schwachen Fettglanz. Die weissgraue Verwitterungskruste hatte 1—2 Millimeter Dicke. Die Zusammensetzung, wobei die Mineralien in der Reihenfolge der abnehmenden Menge aufgezählt sind, ist folgende: Albit, Kalifeldspath, Nephelin, Aegirin, Biotit, Titanit, Magnetit und Apatit; ausserdem secundär Zeolithe und Carbonate. Es überwiegen bedeutend die farblosen Gemengtheile, und unter ihnen dominirt weitaus der Feldspath. Dieser ist zum Theil als reiner Albit, theils aber auch als mikro- oder kryptoperthitische Verwachsung von Albit mit Kalifeldspath ausgebildet. Ob in diesen Perthiten der Kalifeldspath Orthoklas oder Mikroklin ist, konnte nicht mit Sicherheit entschieden werden. Im übrigen wurde sowohl anscheinend reiner Orthoklas als auch Krystalle, welche zwei Individuen in inniger Verwachsung nach dem Albitgesetze zeigten und wohl als Moirée-Mikrolin Brögger's[1]) zu deuten sind, beobachtet. Die Feldspathindividuen sind nur selten idiomorph, und obwohl recht viele derselben durch ihre Grösse sich einigermassen von der Mehrzahl unterscheiden, kann doch von eigentlichen Einsprenglingen nicht die Rede sein. Es finden sich vielmehr alle Uebergänge in der Grösse vor. Im allgemeinen sind die Feldspathe stark zersetzt und bestäubt. Häufig sieht man sie theilweise in eine fast isotrope, nur sehr schwach doppelbrechende Substanz umgebildet, welche vielleicht Analcim ist. Die Umwandlung scheint meist von den Rändern auszugehen, denn man sieht mehrfach Individuen von einem Ringe dieser Analcimsubstanz umgeben. Auch Umwandlung in andere, stärker doppelbrechend Zeolithe und in Carbonate ist häufig zu beobachten.

[1]) W. C. Brögger, Die Eruptivgesteine des Kristianiagebietes. I, pag. 125. Kristiania 1894.

Digitized by Google

Der Nephelin erscheint häufig in idiomorphen Durchschnitten und im übrigen auch als Ausfüllungsmasse. Unter den farbigen Gemengtheilen ist der Aegirin der häufigste. Die Krystalle sind in der Regel auffallend klein und besitzen eigenthümlich corrodirte Formen, so dass sie, nur andeutungsweise idiomorph, im Dünnschliffe meist die Form von Körnchen und Würfelchen, daneben aber auch die von Prismen besitzen. Dabei sind sie jedoch nicht von den farblosen Mineralien in ihrer Form beeinflusst, sondern bilden Einschlüsse in diesen und sind sicher älter als sie. Der Aegirin ist nicht ganz gleichmässig dicht vertheilt, sondern tritt bald häufiger, bald spärlicher auf. Stellenweise finden sich auch die von Rosenbusch als „Sonnen" bezeichneten radialen Gruppirungen von kleinen Aegirinprismen um ein Centrum vor, welches hier meist von einem Magnetitkörnchen gebildet wird. Hier und da übertreffen einzelne der Aegirinindividuen unbedeutend durch ihre Grösse die übrigen. Die optischen Eigenschaften sind, soweit sie zu bestimmen waren (Lage der Elasticitätsrichtungen, Doppelbrechung, Pleochroismus), die normalen, nur die grüne Farbe im durchfallenden Licht hat nicht ganz den gewöhnlichen satten Ton, sondern spielt in's Graue. Bei weitem hinter der Menge des Aegirins zurück steht die des Biotits, der in winzigen, regellos begrenzten Blättchen auftritt, welche Pleochroismus zwischen hellgelb und schmutziggrünlichbraun zeigen. Der Titanit ist besonders häufig als mikrolithischer Einschluss in den Feldspathen, kommt aber auch sonst in idiomorphen oder auch stark resorbirten Kryställchen von etwas wechselnder Grösse vor. Ungewöhnlich reichlich für einen Tinguait findet sich hier Magnetit vor, der in kleinen Körnchen erscheint. Apatit ist einigermassen häufig in kleinen dicken Säulchen und Körnchen vorhanden. Eigenthümlich für dieses Gestein ist das oft beobachtete Auftreten eines Zeolithes, dessen Individuen in grösseren Haufen zusammengedrängt erscheinen. Er scheint ein Zersetzungsproduct des Feldspathes zu sein; derselbe ist immer ganz allotriomorph, optisch einaxig und negativ. Wahrscheinlich liegt Chabasit oder Apophyllit vor. Als Zersetzungsproduct des im allgemeinen nicht sehr frischen Gesteines tritt vielfach Kalkspath auf.

Die Structur dieses Gesteines weicht von der gewöhnlich bei den Tinguaiten beobachteten ab, da sie fast parallotriomorph ist und eine gewisse Aehnlichkeit mit der eines Hornfelses besitzt, zu welcher

Digitized by Google

besonders die oben beschriebene Ausbildungsform des Aegirins beiträgt. Nur ganz local sieht man die Feldspathe der zweiten Generation in richtungslos durcheinanderliegenden Leistchen entwickelt, wie es mehrfach in den übrigen Tinguaiten des Massivs der Fall ist; in der Regel sind sie in mehr oder weniger allotriomorphen isometrischen Körnchen ausgebildet.

Die chemische Zusammensetzung dieses Gesteines zeigt eine von Gunnar Paijkull im chemisch-technischen Institute von Dr. Walfr. Petersson in Stockholm ausgeführte Analyse:

SiO_2	55·90
TiO_2	1·45
Al_2O_3	19·00
Fe_2O_3	2·05
FeO	2·54
MnO	0·28
CaO	3·12
MgO	1·10
K_2O	5·41
Na_2O	8·49
Co_2 vorhanden	nicht bestimmt.
	99·34

Specifisches Gewicht = 2·642

Vergleicht man diese Analyse mit der pag. 257 angeführten des Aegirintinguaitporphyrs, so findet man, dass das hier vorliegende Gestein saurer als dieses ist; der Kieselsäuregehalt übersteigt sogar den des Hauptgesteines. Hiemit Hand in Hand geht ein geringerer Gehalt an Thonerde und an Alkalien. Die Menge der Eisenoxyde und des Kalkes übersteigt die des obigen Gesteines; der verhältnismässig besonders hohe Kalkgehalt dürfte wohl auf Rechnung der Zersetzung des Gesteines in Kalkspath und verschiedene Zeolithe zu setzen sein.

Eine Berechnung der Analyse lässt sich etwa in folgender Weise approximativ durchführen:

Digitized by Google

Na_2O . . .	4·56	
Al_2O_3 . . .	7·50	
SiO_2	26·48	
	38·54% $Na_2Al_2Si_6O_{16}$	$Ab_{19}An_1$.
CaO	0·23	
Al_2O_3 . . .	0·42	
SiO_2	0·49	
	1·14% $Ca_2Al_4Si_4O_{16}$	
KO_2	3·47	
Al_2O_3 . . .	3·76	
SiO_2	13·29	
	20·52% $K_2Al_2Si_6O_{16}$ (Kalifeldspath).	
Na_1O . . .	3·00	
K_2O	1·52	
Al_2O_3 . . .	6·58	
SiO_2	8·71	
	19·81% $Na_6K_2Al_6Si_9O_{34}$ (Nephelin).	
Na_2O . . .	0·78	
Fe_2O_3 . . .	2·05	
SiO_2 . . .	3·00	
	5·83% $Na_2Fe_2Si_4O_{12}$	
FeO	0·91	Aegirin.
MgO . . .	0·12	
CaO . . .	0·21	
MnO . . .	0·28	
SiO_2	0·45	
	1·97% $(FeMg)CaSi_2O_6$	
TiO_2	1·45	
CaO	0·99	
SiO_2	1·24	
	3·68% $CaTiSiO_5$ (Titanit).	
K_2O	0·36	
MgO	0·33	
FeO	0·66	
Al_2O_3 . . .	0·57	
Na_2O . . .	0·15	
SiO_2	1·47	
	3·54% Biotit.	

Digitized by Google

Aus dieser Berechnung ergibt sich die Zusammensetzung des Gesteines ungefähr in folgender Weise:

Natronfeldspath	circa	40%
Kalifeldspath	„	20%
Nephelin	„	20%
Aegirin	„	8%
Biotit	„	3½%
Titanit	„	4%

circa 3% entfallen auf Carbonate, Zeolithe und Eisenerz.

B. Der Aegirin-Glimmer-Tinguaitporphyr vom Südabhange der Picota.

Am Südabhange der Picota am Wege zwischen Caldas de Monchique und Fornalhas bildet dieser Tinguait einen äusserst schlecht aufgeschlossenen Gang. Die makroskopisch dichte Grundmasse des Gesteines ist dunkelgrau gefärbt, und gleich dem Tinguaitporphyre der Foia verdankt dieser Tinguait sein makroskopisch porphyrisches Gepräge zahlreichen in der dunklen Grundmasse eingesprengten grauweissen Feldspathtafeln und -Leisten. Die Tafelbildung geschieht nach der Fläche *M*(010) und die Länge der Einsprenglinge erreicht im Durchmesser bis zu ¾ Centimeter. Ferner sind mit blossem Auge auch als Einsprenglinge zu erkennen spärliche, kleine, weissliche, fettglänzende Körnchen von Nephelin und hie und da kleine kurze glänzende Kryställchen von Pyroxen, welche sich wegen ihrer schwarzen Farbe nur undeutlich von der dunklen Grundmasse abheben. Häufig sind sie ganz von winzigen, schwarzen Biotitschüppchen bedeckt. Die Länge dieser Kryställchen beträgt gewöhnlich nur etwa ½ Millimeter, einige sind jedoch bis zu 2 Millimeter lang. Das Gestein besitzt eine gelbröthliche Verwitterungskruste bis zu 3 Millimeter Dicke.

Unter dem Mikroskope zeigten sich die Feldspatheinsprenglinge theils aus reinem Orthoklas, theils aus mikroperthitischer Verwachsung von Kalifeldspath und Albit bestehend, wobei jedoch der Albit an Menge sehr zurücktritt. Der Pyroxen erwies sich als Aegirin, der in der Regel mit zahlreichen Biotitblättchen verwachsen ist. Oft bemerkt man Anhäufungen von Biotitblättchen ohne den Aegirin, doch ist in der äusseren Umgrenzung der Anhäufungen zuweilen

Digitized by Google

noch die Form des Aegirins zu erkennen. Der Biotit ist pleochroitisch zwischen olivengrün oder dunkelbraun (c) und hellgelblich (a). Pleochroitische Höfe finden sich um Einschlüsse in ihm sehr häufig vor. Stellenweise bemerkt man auch Aegirinsäulchen und Glimmerblättchen mit eingelagerten Apatitkörnchen in Haufen wirr durcheinanderliegend. Oder es sind derartige Mineralanhäufungen kranzartig angeordnet in der Weise, dass in der Mitte sich ein Titanitkorn befindet, dann folgt eine ihn umgebende Zone von herrschendem Aegirin und Titanit, hierauf eine solche von herrschendem Biotit und Magnetit und zuletzt ein äusserer Rand von Aegirinindividuen. Oft zeigen die Biotiteinsprenglinge reichlich Einschlüsse von Körnchen und langen Säulchen von Titanit, sowie von winzigen Magnetitkörnchen. Der Titanit ist im allgemeinen häufig vorhanden und meist idiomorph, gewöhnlich in Durchschnitten der bekannten Couvertform zutage tretend. Sein Pleochroismus ist der gewöhnliche (farblos und röthlich). Die Individuen erreichen eine Grösse von circa $^1/_2$ Millimeter und beherbergen zuweilen Einschlüsse von Biotit. Einsprenglinge von Sodalith finden sich in geringer Menge, sie sind in der Regel reich an Einschlüssen von Mikrolithen und kleinen Feldspathindividuen. Fernerhin kommen als Einschlüsse in ihnen kleine violette Körnchen von Flusspath und ganz vereinzelte winzige rothbraune Granat- oder Perowskitkörnchen vor.

Die Zusammensetzung der Grundmasse ist echt tinguaitisch, die Gemengtheile wie in den Tinguaiten der Foia Orthoklas, Plagioklas, Nephelin und Aegirin. Der Nephelin ist nur in geringer Menge vorhanden. Ausserdem findet sich aber in der Grundmasse noch reichlich Biotit vor, der gelbbräunlich gefärbt ist, zuweilen mit einem Stich in's Grüne. Ihm verdankt die Grundmasse ihre dunkle Färbung. Ferner sind gleichmässig über die ganze Grundmasse vertheilt, noch sehr zahlreiche, winzige Titanitmikrolithe vorhanden. Die Structur der Grundmasse ist vorwiegend richtungslos körnig ohne Fluidalerscheinungen, und die Feldspathe sind in der Regel in isometrischen Körnchen entwickelt. Stellenweise zeigt sich jedoch eine Ausbildung der Feldspathe in Leistchen vorherrschend, wobei oft eine fluidale Anordnung, besonders gern in der Nähe der grossen Einsprenglinge, sich bemerkbar macht. Das Korn ist einem localen Wechsel unterworfen; in den gröber körnigen Partien beträgt die durchschnittliche Länge der Aegirinnadeln circa 0·12 Millimeter, bei

Digitized by Google

der kleinsten Korngrösse dagegen circa 0·05 Millimeter. Die Feldspathleistchen scheinen stets ungefähr die halbe Länge der Aegirinnadeln zu besitzen.

C. Der Aegirin-Glimmer-Tinguait von Alferce steht als schmaler Gang im Eläolithsyenite an den nordöstlichen Ausläufern des Picota an, dicht nördlich des Dorfes Alferce. Das Gestein ist dicht und dunkelgrau und besitzt muscheligen Bruch. Makroskopische Einsprenglinge fehlen. In der bis zu $^3/_4$ Centimeter dicken, gelblichweissen Verwitterungskruste treten die zahlreichen Aegirinnädelchen der Grundmasse deutlich hervor. Die das Gestein aufbauenden Mineralien sind: Orthoklas, Albit, Nephelin, Sodalith, Aegirin, Biotit, wenig Titanit und Eisenerz und in Spuren Rinkit (?) und Fluorit. Der am meisten vorherrschende Gemengtheil ist der Orthoklas, doch findet sich Albit beinahe ebenso reichlich vor. Diese Feldspathe sind in Leistchen von durchschnittlich 0·1 Millimeter Länge entwickelt und zeigen sehr häufig Karlsbader Zwillinge. Meist sind die Feldspathleistchen regellos angeordnet, nur selten fluidal in einer Richtung ausgezogen. Zwischen ihnen kommt als Zwischenfüllungsmasse der Nephelin vor. Die Aegirinnadeln sind sehr zahlreich vorhanden, doch nicht sehr dicht angeordnet; sie erreichen eine durchschnittliche Länge von 0·3 Millimeter und sind meist stark resorbirt. Daneben finden sich in grosser Menge auch ganz winzige, fast trichitische Aegirinnädelchen, die meist farblos sind, doch bei sehr starker Vergrösserung schwach grünlich gefärbt erscheinen. Der Biotit ist fast ebenso reichlich vorhanden, wie der Aegirin und in kleinen unregelmässig begrenzten Blättchen ausgebildet. Er ist pleochroitisch zwischen dunkelbräunlichgrün, fast schwarz und hellgelb.

Der Sodalith erscheint in rundlichen oder 6- bis 8seitigen Durchschnitten von circa 0·28 Millimeter im Durchmesser. Er ist in der Regel stark zersetzt und reich an Einschlüssen von Fetzen der farbigen Gemengtheile. Magnetit ist in geringer Menge in winzigen Körnchen vorhanden, welche zuweilen strich- oder reihenweise angeordnet sind. Titanit und Apatit finden sich in sehr geringer Menge, der erstere nur in mikrolithischer Ausbildung vor. Einige wenige kleine Individuen eines hellweingelben bis farblosen Minerals sind möglicherweise als Rinkit anzusehen. Dafür spricht starkes Lichtbrechungsvermögen, schwache Doppelbrechung und ein nicht starker, doch deutlicher Pleochroismus, wobei c = gelblich und $a = b$ = farblos ist.

Digitized by Google

Krystallform ist durch Resorption verwischt und Spaltrisse sind nicht zu bemerken. Eine Tendenz zu mikroporphyrischer Structur wird dadurch hervorgebracht, dass einzelne der Gemengtheile zuweilen die übrigen ein wenig an Grösse übertreffen. Dazu gehören einzelne Individuen der Feldspathe, des Nephelins und des Aegirins, sowie die Sodalithe. Flusspath in violetten bis farblosen Körnchen tritt vereinzelt als Einschluss in den grösseren Nephelinindividuen auf.

III. Eläolithsyenitporphyr.

Dieses Gestein ist nur mangelhaft am Nordabhange der Picota aufgeschlossen, wo es aller Wahrscheinlichkeit nach einen Gang im Hauptgesteine bildet. Es ist dasselbe Gestein, welches v. Werveke[1]) in seiner Beschreibung als „gangartig an der Picota" erwähnt. Seinem mineralogischen Bestande nach steht es jedenfalls dem Hauptgestein, d. i. dem Eläolithsyenit der Picota unter allen hier beschriebenen Ganggesteinen am nächsten und dürfte nach Rosenbusch's Eintheilung zu der Classe der granitporphyrischen Ganggesteine gezählt werden, oder nach Brögger's Definition die hypabyssische Facies des Hauptgesteins, mit anderen Worten ein aschistes Ganggestein, darstellen. Eine chemische Analyse des Gesteines als Beleg für diese Charakteristik liegt allerdings nicht vor. Dieser Eläolithsyenitporphyr enthält in feinkörniger, bis dichter, grauer, fettglänzender Grundmasse sehr zahlreiche und grosse, weissgraue Leisten und Tafeln von Feldspath, welche bis 4 Centimeter lang und oft über 1 Centimeter breit werden. Ferner finden sich in grosser Menge schwarze, glasglänzende Nädelchen, in der Länge variirend zwischen $^1/_2$ und 2 Millimeter, reichliche Kryställchen honiggelben Titanites und schwarze Glimmerblättchen eingestreut vor, die letzteren sowohl einzeln, als auch in ovalen oder vielseitig begrenzten Putzen, welche einige Millimeter im Durchmesser erreichen und oft einen Kern von grünlichen Körnchen enthalten. Hier und da machen sich einzelne röthliche, fettglänzende Körner von Eläolith von circa $^1/_2$ Centimeter im Durchmesser bemerklich.

Der Mineralbestand ist folgender: Kali- und Natronfeldspath, Eläolith, Sodalith, Augit, Biotit, Aegirinaugit, Aegirin, Titanit, Eisenerz, Apatit, Zirkon und ein skeletartig ausgebildetes, unbekanntes

[1]) N. Jahrb. 1880, II. Bd., pag. 167.

Digitized by Google

Mineral. Die grossen Feldspatheinsprenglinge scheinen der Hauptsache nach aus Natronorthoklas zu bestehen, mit welchem stellenweise Albitlamellen mikroperthitisch verwachsen sind. Die Krystalle sind nach $M(010)$ tafelförmig ausgebildet und auf einem orientirten Blättchen nach dieser Fläche hatte die einheitlich aussehende Feldspathsubstanz eine Auslöschungsschiefe von circa 11° zur Trace von $P(001)$. Als Einschlüsse in diesem krypto- und mikroperthitischen Feldspathe finden sich poikilitisch verwachsene Albitfetzen, ferner Pyroxen, Titanit, Sodalith und Eläolith. Randlich sind die Feldspathindividuen oft getrübt und resorbirt.

Die Eläolitheinsprenglinge sind bedeutend kleiner als die Feldspatheinsprenglinge, doch sind sie diesen gegenüber idiomorph. Sie sind frisch, haben meist Flüssigkeitseinschlüsse und Interpositionen von Pyroxen und Titanit. Immer gegen die Eläolitheinsprenglinge idiomorph sind dagegen die Einsprenglinge von Sodalith, welche nur mikroskopisch deutlich wahrzunehmen sind. Sie sind vollständig erfüllt von schwarzen, mikrolithischen Körnchen, welche besonders randlich gerne angehäuft zu sein pflegen. Die Identität mit Sodalith wurde mikrochemisch durch die Chlorsilberreaction festgestellt.

Die makroskopisch als Einsprenglinge sichtbaren, glasglänzenden Säulchen oder Prismen bestehen aus im durchfallenden Lichte grauen Augit, der randlich mit Aegirinaugit verwachsen ist. Der schwarze Glimmer ist Meroxen, sein Pleochroismus ist c = dunkelbraun, oft mit einem Stich in's Grünliche und a = hellgelb; nicht selten sind pleochroitische Höfe wahrzunehmen. Man kann zwei Arten des Auftretens der Biotiteinsprenglinge unterscheiden, wie das auch schon makroskopisch sichtbar ist. Sie treten erstens in einzelnen, grösseren, idiomorphen Individuen auf. Zweitens sind sie in etwas kleineren Individuen in grosser Menge zusammen mit anderen Mineralien in Putzen zusammengeballt. Am häufigsten sieht man in diesen Knauern in der Mitte einen Kern von Aegirinaugitsäulchen und etwas Eisenerz, um welche herum ein dichter breiter Kranz von Biotitblättchen sich gebildet hat, oder die Putzen bilden ein ganz unregelmässiges Gewirre von Pyroxen, Glimmer und grossen Mengen von derbem, von Titanitsubstanz rings umgebenem Eisenerz. Sehr häufig beherbergen die grösseren Glimmerblättchen Einschlüsse von langprismenförmig ausgebildeten Titanitkrystallen, welche parallel angeordnet sind. Wo mehrere dieser Blättchen in ungleicher Orientirung zusammenliegen, gehen die

Digitized by Google

Titanitprismen in ein und derselben Richtung durch alle Blättchen hindurch. Der Titanit als selbständiger Einsprengling ist in bis über 2 Millimeter langen, gut idiomorphen, sowohl keil- als prismenförmigen Krystallen ausgebildet. Die Zwillingsbildung ist die gewöhnliche, wobei die Zwillingsgrenze die Diagonale der spitzrhombischen Durchschnitte bildet. Der Pleochroismus ist zwischen röthlich und farblos. Einschlüsse von Eisenerz, Apatit, Pyroxen kommen vor. Eisenerz ist in derben Körnern von wechselnder Grösse ziemlich reichlich vorhanden und beinahe stets von einem Kranze Titanitsubstanz umgeben. Wahrscheinlich ist dasselbe Ilmenit.

Die Grundmasse besteht vorherrschend aus Feldspath, welcher allem Anscheine nach zum grössten Theil ein Mikroklin-Mikroperthit ist. Die Individuen sind leistenförmig ausgebildet und nach dem Albitgesetze verzwillingt, zuweilen befinden sich 3—4 Lamellen nebeneinander in paralleler Wiederholung. Die mikroperthitisch mit dem Mikrokline verwachsenen, winzigen, feinfaserigen Albitlamellen sind ungefähr senkrecht zur Zwillingsgrenze angeordnet. Neben dem Mikroperthit findet sich in geringerer Menge reiner Orthoklas und Plagioklas vor. Weit weniger zahlreich als der Feldspath ist der Eläolith, der auch meist idiomorph ist. Der Pyroxen ist meist Aegirin-Augit, welcher in corrodirten Kryställchen ausgebildet ist. Nur hie und da finden sich einzelne Individuen von Aegirin vor. Biotit, zwischen dunkelbraun und hellgelb pleochroitisch, ist ein häufiger Gemengtheil. In ganz ausserordentlicher Menge gleichmässig über die Grundmasse vertheilt ist Titanit vorhanden. Die gut idiomorphen Kryställchen sind lang prismatisch ausgebildet wahrscheinlich durch Vorherrschen des Klinodomas r {011} (nach Rosenbusch). Dieses Vorkommen der Titanitkryställchen hat an Form und an Menge ein vollkommenes Seitenstück in dem der Grundmasse des Nephelinporphyrs[1]) von Umptek, welches Gestein jedoch im übrigen keine Zusammengehörigkeit mit dem hier geschilderten Eläolithsyenitporphyre besitzt. Zirkon tritt in dem Eläolithsyenitporphyre nur in vereinzelten kleinen Körnchen auf. Ausserdem kommt in sehr geringer Menge ein skeletförmig ausgebildetes Mineral vor, welches etwa das gleiche Lichtbrechungsvermögen wie Zirkon besitzt und ungefähr gleich stark doppelbrechend ist. Es dürfte das-

[1]) W. Ramsay und V. Hackman, Das Nephelinsyenitgebiet auf der Halbinsel Kola. I. Helsingfors 1894, Fennia, 11, Nr. 2, pag. 149 ff.

Digitized by Google

selbe unbekannte Titan- oder Zirkonsilicat-Mineral sein, welches v. Kraatz in der Beschreibung der endomorphen Contactfacies (pag. 244) erwähnt und als vermuthliche Pseudomorphose nach Ainigmatit bezeichnet. Die Structur des Gesteines ist als holokrystallin-panidiomorph-porphyrisch zu bezeichnen; mikroskopisch hat sie stellenweise ein trachytoides Gepräge dadurch, dass die Feldspathleistchen der Grundmasse in einer Richtung eine Neigung zu paralleler Anordnung zeigen.

Ausser am Nordabhange wurde das Gestein auch am Südabhange der Picota bei Caldas de Monchique, doch mit bedeutend kleineren makroskopischen Einsprenglingen, beobachtet.

IV. Camptonitischer Tinguait.

Mit diesem Namen bezeichne ich ein seiner Zusammensetzung und seinem Habitus nach den phonolithoiden Tephriten zuzuzählendes Gestein, welches gangförmig bei Corte Grande am Südostabhange der Picota ansteht. In der schwarzgrauen bis schwarzen dichten Grundmasse desselben liegen nicht sehr zahlreiche Einsprenglinge von schwarzen, glasglänzenden Säulchen von Barkevikit durchschnittlich bis zu $^1/_2$ Centimeter lang. Einige wenige derselben sind etwas grösser, circa ein Centimeter lang. Hier und da finden sich weissgraue Tafeln und Leistchen von Feldspath von durchschnittlich 1—2 Millimeter Länge vor. Ausserdem treten häufig schwarze, glasig aussehende Fleckchen mit muscheligem Bruche auf. Sehr spärlich sind kleine, circa ein Millimeter lange, honiggelbe Titanitkryställchen wahrzunehmen, und mit der Lupe erkennt man winzige gelbe Körnchen von Pyrit. Das Gestein erweist sich unter dem Mikroskope als holokrystallin-porphyrisch und aus folgenden Mineralien zusammengesetzt: Barkevikit, Augit, Aegirin-Augit, Feldspath, Nephelin, Biotit, Titanit und Eisenerze. Unter den Einsprenglingen sind Barkevikit und Augit die zahlreichsten. Der Barkevikit zeigt das Spaltungsprisma (110) am besten ausgebildet, die Pinakoide nur schlecht und von Endflächen das Klinodoma (011) und die Basis (001). Idiomorph gegenüber den meisten übrigen Gemengtheilen, empfängt er doch Formeneindrücke vom Eisenerz und Titanit. Zuweilen sind die Säulen infolge magmatischer Strömung zerbrochen. Der Pleochroismus ist $c > b > a$. c = bräunlichgrün oder schmutzig grünlichbraun und a = dieselbe Farbe bedeutend heller

Digitized by Google

oder hellgelb. An zufälligen Schnitten $c : c =$ bis zu 18°. Die Bissectricendispersion ist mässig stark $\upsilon < \rho$. Einschlüsse von Eisenerz und Titanit finden sich vor. Der Augit erscheint in weniger grossen Krystallen, als der Barkevikit. Im durchfallenden Lichte ist er fleischfarben oder schwach grünlich gefärbt. Starke Bissectricendispersion, die sich zwischen Nicols in Farbenwandel zwischen blau und gelb kundgibt, ist vorhanden. Häufig sieht man zonare Structur, welche in einigen Durchschnitten die Sanduhrformen erkennen lässt. Randlich ist der Augit häufig mit einem Streifen eines grünen Pyroxens verwachsen, welcher wahrscheinlich Aegirin-Augit ist. Magmatische Resorption hat jedoch fast immer die Ränder, zuweilen auch den Kern der Krystalle angegriffen. Eine Umbildung in schmutzig grünen Biotit ist ziemlich allgemein. Titanit ist mikroskopisch ziemlich häufig in gut idiomorphen Krystallen von der für die Nephelinsyenite gewöhnlichen Ausbildung in spitz rhombischen und prismatisch geformten Durchschnitten vorhanden.

Die Feldspatheinsprenglinge sind Kryptoperthite, zusammengesetzt aus Kali- und Natronfeldspath. Die ausserordentlich feine Verwachsung der Lamellen tritt erst bei starker Vergrösserung hervor, theils wie ein flammiges Gefüge ungleich auslöschender winziger Theilchen erscheinend, theils als eine Kreuzstreifung, oft nur andeutungsweise zu erkennen, welche an die von N. V. Ussing[1]) bei den Kryptoperthiten der Augitsyenite von Julianehaab auf der Basis (001) auftretenden Kreuzstreifungen erinnern, deren Tracen mit einander einen Winkel von 64° bilden. Nur stellenweise wird das Lamellengefüge mikroperthitisch, wobei deutlich Verwachsung zweier Feldspathe zu erkennen ist, von denen der eine (Albit) stärker doppeltbrechend ist. Es liess sich nicht entscheiden, ob der Kryptoperthit ein Orthoklas- oder Mikroklinkryptoperthit ist. Diese Kryptoperthite treten in Leisten auf, welche in Knauern oder in Büscheln zusammengeordnet sind.

Die Grundmasse ist zum grössten Theile aus Feldspath zusammengesetzt, der in Leisten und Tafeln entwickelt ist. Vorherrschend ist Plagioklas, einzelne Durchschnitte deuten auf Orthoklas hin. Isolirtes Feldspathpulver der Grundmasse, mit Flussäure mikrochemisch behandelt, ergab hauptsächlich Krystalle von Kiesel-

[1]) N. V. Ussing, Mineralogisk-petrografiske Undersogelsen af Gronlandske Nefelinsyeniten og beslaegtede bjaergarten. Kjobenhavn 1894, pag. 43 ff.

Digitized by Google

fluornatrium, daneben nach weiterer Behandlung mit Schwefelsäure nur wenig Gypskryställchen. Der Plagioklas dürfte daher der Oligoklas- und Albitreihe angehören. Nephelin ist nur in geringer Menge als Ausfüllungsmasse vorhanden. An farbigen Gemengtheilen enthält die Grundmasse am zahlreichsten einen grünlich-grauen Pyroxen, welcher schwachen Pleochroismus besitzt (a = grünlichgrau, c = gelblichgrau). Die Individuen sind in der Regel stark corrodirt, häufig nur in regellos umgrenzten Körnchen ausgebildet. Neben dem Pyroxen tritt in geringer Menge Barkevikit und Biotit auf. Eisenerz ist in grosser Menge in kleinen Körnchen gleichmässig über die Grundmasse vertheilt. Stellenweise finden sich auch etwas grössere derbe Körner, welche häufig von einem Kranze gelbbraunen Biotites umgeben sind. Auch Leukoxenbildung ist randlich um die Eisenerzkörner zu erkennen. Knauer der farbigen Gemengtheile kommen hie und da vor. In der Mitte dieser Knauer befinden sich unregelmässig begrenzte hellgrüne Körnchen des Pyroxens, untermengt mit Eisenerz, ringsum grosse Haufen von schmutzig grünlich-braunem Biotit und zu äusserst Pyroxen und etwas grüne Hornblende. Diese Knauer entsprechen möglicherweise den aus verschiedenen Eläolithsyeniten bekannten magmatisch resorbirten und umgewandelten Olivinen, wie sie z. B. Rosenbusch[1]) bei den Theralithen von Montana erwähnt. Vielleicht sind die Knauer im Eläolithsyenitporphyr der Picota (pag. 268) ebenso zu deuten. Dieselben Knauer, theilweise mit scharfen Krystallumrissen, finden sich im Hauptgesteine der Picota nach der Beschreibung von v. Kraatz vor (pag. 214). Winzige Titanitkörnchen sind zahlreich in der Grundmasse des Gesteines vorhanden.

Das Gestein wurde vom Mag. phil. A. Zilliacus in Helsingfors analysirt mit folgendem Resultat:

SiO_2	51·94%
TiO_2	3·30 „
Al_2O_3	16·66 „
Fe_2O_3	3·68 „
FeO	2·68 „
MgO	3·81 „
MnO	0·20 „
CaO	4·81 „
K_2O	5·63 „

[1]) Mikroskop. Physiographie, 3. Aufl., I, pag. 374.

Digitized by Google

Na_2O.	7·53%
Glühverlust	0·58 „
	100·82%

Specifisches Gewicht = 2·579.

Durch seinen geringen Gehalt an Kieselsäure, Thonerde und Alkalien weicht das Gestein von den Tinguaiten ab, während es dadurch, sowie durch seinen bedeutend höheren Gehalt an Kalk und an Eisenoxyden sich den camptonitischen Gesteinen nähert. Es nimmt daher eine Mittelstellung zwischen den Tinguaiten und Camptoniten ein. Ungefähr dieselbe Stellung dürfte wohl auch dem an Pyroxeneinsprenglingen so reichen olivinführenden Tinguait von Njorkpachk im Umptek zukommen, den ich früher beschrieben [1]) und als basisches Glied der Tinguaitfamilie bezeichnet habe. Der Kieselsäuregehalt dieses Tinguaites wurde auf 50·04% bestimmt, eine vollständige Analyse war leider nicht ausgeführt worden. Mineralogisch spricht sich der aus den chemischen Analysen deutlich hervorgehende Unterschied dieses camptonitischen Tinguaites von Corte Grande von den eigentlichen Tinguaiten in dem grösseren Gehalt an kalkhaltigen Pyroxenen und an Eisenerz, im Vorhandensein von Barkevikit, sowie in der ein wenig grösseren Basicität der Feldspathe aus; von den Camptoniten und Tephriten entfernt er sich dagegen durch das starke Vorherrschen der Feldspathgemengtheile, welche auch weniger basisch sind als in der Regel die Feldspathe dieser Gesteine. An den camptonitischen Tinguait von Corte Grande ist seiner Beschaffenheit nach ein biotitführender Tinguaitporphyr eng anzuschliessen, welcher gangbildend am Nordabhange der Picota ungefähr halbwegs zwischen Monchique und Alferce vorkommt. Derselbe enthält in dichter schwarzgrauer Grundmasse zahlreiche weisse Feldspathtafeln und winzige schwarze Augitsäulchen eingesprengt. Die Augiteinsprenglinge sind genau dieselben wie im camptonitischen Tinguaite von Corte Grande, Barkevikit ist dagegen nicht vorhanden. Die Feldspatheinsprenglinge (Kali- und Natronfeldspath) sind ähnlich denen der Aegiringlimmertinguaite der Picota und dasselbe gilt auch von der Grundmasse, die aus Plagioklas, Orthoklas, Nephelin, Aegirin und Biotit besteht, sich aber durch ihren reichen Gehalt an Eisenerz auszeichnet. Es dürfte dieses Gestein doch ein wenig näher den

[1]) Fennia, 11, Nr. 2, pag. 159 ff. Helsingfors 1894.

Digitized by Google

eigentlichen Tinguaiten, stehen als der eben beschriebene camptonitische Tinguait.

V. Camptonitisch-monchiquitische Ganggesteine.

1. Nephelintephrit. Dieses Gestein bildet einen 1 Meter breiten Gang im Eläolithsyenite am Südabhange der Picota in der Nähe von Fornalhas. Es besitzt in dichter bis feinkörniger, hellgrauer Grundmasse zahlreiche makroskopische Einsprenglinge von kleinen schwarzen Amphibolnädelchen, deren grösste über 2 Millimeter lang sind. Ferner finden sich makroskopisch wahrnehmbare kleine drusenförmige Partien eines grünlichen, gelblichen oder farblosen Epidotminerales vor. Die schwarzen Amphibolnädelchen erweisen sich unter dem Mikroskope als basaltische Hornblende, welche gut idiomorph ist und im übrigen die gewöhnlichen diesem Amphibole zukommenden Eigenschaften besitzt. Der Pleochroismus ist: a = hellbräunlichgelb, b = = c kastanienbraun. Neben dieser Hornblende findet sich auch Augit reichlich als Einsprengling. Er besitzt deutlichen, wenn auch schwachen Pleochroismus: a = hellröthlichgrau, b = hellgelb und c = hellgrau. Die sehr starke Bissectricendispersion deutet darauf hin, dass ein Titanaugit vorliegt. Vielfach ist der Augit in grünen Glimmer und in Chlorit umgewandelt. In geringer Menge kommen Einsprenglinge von Plagioklas vor. Die bei diesen beobachteten Auslöschungsschiefen der Lamellen in symmetrischen Schnitten betrugen im Maximum circa 23°, so dass hier ein kalkreicher Andesin vorzuliegen scheint. Derselbe Feldspath kommt zusammen mit Orthoklas in der Grundmasse des Gesteines vor, dessen überwiegende Gemengtheile sie ausmachen. An anderen farblosen Mineralien treten Nephelin und ein Mineral der Sodalithgruppe, vermuthlich Nosean, auf, welche die allotriomorphe Ausfüllungsmasse bilden und an Menge hinter dem Feldspath weit zurückstehen. Die farbigen Gemengtheile der Grundmasse bestehen aus Nädelchen brauner Hornblende, sowie aus grünem Biotit. Eisenerz, Apatit und Titanit sind zahlreich vorhanden. Die oben erwähnten drusenartigen Einschlüsse sind hauptsächlich Zoisit, welcher unter dem Mikroskope an seinem starken Lichtbrechungsvermögen und seiner schwachen positiven Doppelbrechung kenntlich ist. Infolge der letzteren erscheint zwischen gekreuzten Nicols orthoskopisch eine Interferenzfarbe vom Grau der ersten Ordnung. Die Dispersion ist im Sinne $v < \varrho$. Die Krystalle sind stets ganz allotriomorph. Complicirte

Digitized by Google

Zwillingsbildungen sind ausserordentlich häufig, infolge deren dann die Individuen in den zufälligen Durchschnitten in einzelne Felder getheilt erscheinen. Zuweilen ist undulöse Auslöschung vorhanden. Das Mineral wurde von Salzsäure nicht angegriffen. In geringerer Menge als der Zoisit ist Pistazit zu bemerken. Er ist ebenso wie der erstere allotriomorph, unterscheidet sich jedoch von diesem durch seine stärkere Doppelbrechung und seinen deutlichen Pleochroismus (a = farblos und c = grünlichgelb). Diese Bildungen von Zoisit und Pistazit sind unzweifelhaft secundär, ebenso wie der reichlich vorhandene Calcit, der sich schon bei Behandlung des Gesteinspulvers mit *HCl* durch lebhafte Kohlensäureentwicklung kundgibt.

Eine Analyse dieses Nephelintephrites wurde von Gunnar Paijkull im chemisch-technischen Institute des Dr. Walfr. Petersson in Stockholm ausgeführt und ergab folgende Resultate, welche unter I angeführt sind. Zum Vergleiche sind II und III die Analysen zweier von J. E. Hibsch[1]) beschriebenen Nephelintephrite des böhmischen Mittelgebirges danebengestellt, welche reicher an farbigen Gemengtheilen sind als unser Gestein:

	I. Neph.-Tephrit v. Fornalhas	II. Neph.-Tephrit v. Schichenbg.	III. Nephr.-Tephrit v. Dobrankathale
SiO_2	48·05	45·56	44·85
TiO_2	2·60	1·73	1·78
Al_2O_3	18·65	14·43	18·08
Fe_2O_3	2·90	7·71	7·71
FeO	4·70	6·07	3·23
MnO	0·28	1·47	—
CaO	7·50	9·23	9·97
MgO	2·28	0·87	4·16
K_2O	5·16	2·45	2·82
Na_2O	6·19	5·57	3·19
CO_2	vorh., nicht best.	0·25	—
P_2O_5	—	1·02	—
H_2O chem. geb.	—	2·79	2·56
Feuchtigkeit	—	0·49	0·46
	98·31	99·64	100·36
Spec. Gew. =	2·665	= 2·759	= 2·839

[1]) J. E. Hibsch, Beiträge zur Geologie des böhmischen Mittelgebirges. I. Diese Mitth. XIV. 95.

Digitized by Google

Im Gegensatze zu den böhmischen Tephriten enthält der unserige bedeutend weniger Eisenoxyde und Kalk, wogegen er reicher an Kieselsäure und Alkalien ist.

Versuchsweise wurde eine Berechnung der Procentzahlen der den Nephelintephrit von Fornalhas aufbauenden Mineralien aus der Analyse I vorgenommen und ergab nachfolgende Zahlen, welche nur als annähernde Werte zu betrachten sind (pag. 277).

2. Nephelinbasanit bildet nahe dem Gipfel der Picota im grobkörnigen Eläolithsyenite mehrere schmale (bis zu 25 Centimeter breite) Gänge, welche circa NE.—SW. streichen. Das Gestein ist dicht und schwarzgrau, makroskopisch erkennt man schwarze glänzende Körnchen von unregelmässiger Umgrenzung, und stellenweise, besonders in der Nähe des Salbandes, mehr oder weniger reichlich eingeschlossene Bruchstücke des umgebenden Eläolithsyenits, sowie einzelne Feldspath- und Eläolithkrystalle aus diesem. Die Verwitterungskruste ist papierdünn und graubraun.

Bei mikroskopischer Untersuchung erwies sich das Gestein aus folgenden Mineralien zusammengesetzt: Erze, Apatit, Olivin, Augit, Biotit, Hauyn, Plagioklas, Orthoklas, Nephelin, untergeordnet braune Hornblende und secundär Sodalith und Calcit. Die Structur ist panidiomorph porphyrisch.

In zwei Generationen kommen nur der Augit und Biotit vor, doch als eigentlicher Einsprengling kann wohl allein der Olivin angesehen werden, der, obwohl nur in einer Generation vorhanden, sich bedeutend durch seine Grösse von den übrigen Gemengtheilen unterscheidet. Die krystallographische Umgrenzung des im durchgehenden Lichte farblosen Olivins ist immer verwischt durch magmatische Resorption und randlich ist das Mineral stets von einem Hofe von Biotitblättchen, welche sich deutlich als aus der Umwandlung des Olivins hervorgegangen documentiren, umgeben. Die einstigen Krystallumrisse des Olivins sind in der Anordnung der Biotitblättchen noch angedeutet.

Fig. 5 auf Tafel IV gibt das Bild zweier mit breitem Biotitrande umgebener Individuen wieder. Beide sind vielfach von Rissen durchzogen, welche in dem einen concentrisch und ungefähr parallel an der äusseren Begrenzung verlaufen und den Eindruck von Abkühlungsrissen machen. Der den Olivin umgebende Biotit ist pleochroitisch zwischen hellrothbraun oder grünlichbraun und farblos,

Digitized by Google

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	CaO	MgO	K_2O	Na_2O	Summa	
Procentzahlen der Analyse . .	48·05	2·60	18·65	2·90	4·70	0·28	7·50	2·28	5·16	6·19	98·31	
$An_3 \begin{cases} Ab_5 \\ An \end{cases}$ Anorthitsilicat An . . .	7·80	—	6·63	—	—	—	3·64	—	—	—	18·07	33·45
Albitsilicat Ab	10·57	—	2·99	—	—	—	—	—	—	1·82	15·38	
Orthoklas . . .	15·48	—	4·38	—	—	—	—	—	4·04	—	23·90	
Nephelin . . .	2·79	—	2·09	—	—	—	—	—	0·48	0·95	6·31	
Nosean . . .	1·93	—	1·64	—	—	—	—	—	—	2·00	5·57	
Bas. Hornblende	4·16	0·24	0·36	0·80	2·64	0·24	0·96	0·72	0·24	0·98	11·34	
Titanaugit . .	2·12	0·23	0·19	0·63	0·43	—	1·11	0·23	—	—	4·94	
Biotit	1·70	—	0·37	0·42	1·11	0 05	—	1·00	0·53	0·11	5·29	
Titanit	1·50	2·00	—	—	—	—	1·40	—	—	—	4·90	
Magnetit . . .	—	—	—	0·94	0·42	—	—	—	—	—	1·36	
Summa . . .	48·05	2·47	18·65	2·79	4·60	0·29	7·11	1·95	5·29	5·86	97·06	
Differenz . . .		−0·13		−0·11	−0·10	+0·01	−0·39	−0·33	+0·13	−0·33	−1·25	

Digitized by Google

seinem Auftreten nach scheint er eine magmatische Neubildung nach dem resorbirten Olivin zu sein. Der Olivin ist stellenweise auch in Serpentin umgewandelt, welcher vorzugsweise im Olivinkerne sich vorfindet. Zuweilen sieht man anstatt des Olivinkernes nur eine Anhäufung von Serpentinblättchen, die von einem Biotitkranze umgeben sind. Der Olivin ist oft erfüllt von winzigen, schwarzen Mikrolithstäbchen unbestimmbarer Natur, welche parallele Anordnung nach gewissen Richtungen hin zeigen. Als Einschlüsse finden sich im Olivine Eisenerzkörner. Die Menge des Olivins ist gewissen localen Schwankungen unterworfen, doch ist sie niemals unbedeutend. An Menge wird der Olivin durch den Augit übertroffen. Dieser ist im durchgehenden Lichte hellgrau bis fleischfarben und gut idiomorph (100, 111), nur ist zuweilen der Kern der Krystalle grünlich mit schwachem Pleochroismus (c = hellbläulichgrün und a = hellgelblichgrün), wobei die Ränder oft corrodirt sind. Zonare Structur ist häufig. Die Bissectricendispersion ist gross, $\upsilon < \rho$; infolge derselben ist häufig zwischen gekreuzten Nicols kein vollkommenes Dunkelwerden, sondern nur ein Farbenwandel zwischen Blau und Gelb zu beobachten. An Einschlüssen finden sich Eisenerz und Biotit und, ähnlich wie beim Olivin parallel angeordnete, schwarze, mikrolithische Nädelchen. Mit Olivin zusammen bildet der Augit grössere Knauer, in welchen grössere, theilweise resorbirte Krystalle beider Mineralien zusammengehäuft liegen. Biotit ist sehr reichlich vorhanden und nur in unregelmässig begrenzten Blättchen ausgebildet, welche zwischen rothbraun und hellgelblich oder farblos pleochroitisch sind. Vielfach scheint der Biotit auch ein Umwandlungsproduct nach dem Augit zu sein, wenigstens tritt er häufig als Umrandung des letzteren auf und bedeckt auch die Durchschnitte desselben mehr oder weniger vollständig, immer so, dass die Krystallbegrenzung des Augites erhalten ist. Augit und Biotit sind fernerhin auch in einer zweiten Generation in winzigen Körnchen ausgebildet, welche das Gestein zahlreich erfüllen und besonders auch als Einschlüsse in den farblosen Gemengtheilen sich vorfinden. In geringer Menge trifft man kleine Prismen brauner Hornblende an. Eisenerz ist reichlich, Apatit dagegen nur spärlich vorhanden. Die farblosen Gemengtheile stehen an Menge den farbigen bei weitem nach, sie bestehen aus Feldspath, Nephelin und Hauyn. Der in Leisten und Tafeln ausgebildete Feldspath ist zum grössten Theile Plagioklas,

Digitized by Google

neben welchem auch etwas Orthoklas vorhanden ist. Der Nephelin ist meist sehr frisch und gut idiomorph, in verhältnismässig grossen Krystallen ausgebildet. Sehr oft ist er in eine isotrope farblose Substanz von schwachem Lichtbrechungsvermögen umgewandelt, welche wahrscheinlich Sodalith ist. Was das gegenseitige Mengenverhältnis zwischen Feldspath und Nephelin betrifft, so ist es local schwankend, in der Weise, dass die Anreicherung des einen dieser beiden Mineralien auf Kosten des anderen geschieht. Der Hauyn ist immer gut in sechs- oder achtseitigen Durchschnitten entwickelt. Charakteristisch für ihn ist seine stets vollständige Erfüllung von einem schwarzen mikrolithischen Staube, welcher sich besonders dicht an den Rändern der Krystalle anhäuft. Sein Vorkommen ist sehr wechselnd, da er über grössere Partien des Gesteines hin sehr reichlich auftritt, in anderen aber wieder ganz fehlt. Als secundäre Bildungen finden sich Muscovit und Calcit vor.

Dasselbe Gestein hat v. Werveke[1]) als Nephelinbasalt mit accessorischem Plagioklase beschrieben. An den von ihm untersuchten Materiale derselben Localität überwiegt der Nephelin an Menge bedeutend den Feldspath, welcher nur bisweilen bei starker Vergrösserung in schmalen Leistchen zu erkennen ist.

3. Monchiquite und Camptonite im eigentlichen Sinne, d. h. typische Vertreter der von Rosenbusch[2]) in der Camptonit-Alnöit-Reihe zusammengefassten Ganggesteine, welche sich vor den letztbeschriebenen Gesteinstypen durch Neigung zu hypokrystalliner Ausbildung und durch das Fehlen des Nephelins als auskrystallisirten Gemengtheils auszeichnen, treten besonders häufig an den südlichen Abhängen der Picota auf, wo sie das Hauptgestein in zahlreichen schmalen, dichten, schwarzen Gängen durchschwärmen. Am Südwestabhange, am Wege zwischen dem Dorfe Monchique und dem Badeorte Caldas de Monchique, scheint die Breite dieser Gänge etwa zwischen 1—25 Centimeter zu variiren, und die Streichungsrichtung ist fast immer N.—S. oder NNW.—SSE. Ungefähr dieselbe Streichungsrichtung besitzen einige vereinzelt am Nordabhange angetroffene Monchiquitgänge. An den von Caldas ostwärts nach Fornalhas zu sich erstreckenden Geländen schwankt die Breite der von uns be-

[1]) A. a. O. pag. 180.

[2]) H. Rosenbusch, Mikroskopische Physiographie der Gesteine. Erste Hälfte, 3. Aufl., pag. 535. Stuttgart 1895.

Digitized by Google

obachteten Gänge zwischen circa 1—70 Centimeter, und die Streichungsrichtung war in den beobachteten Fällen meist circa NE.—SW., zuweilen auch circa NW.—SE. und circa ENE.—WSW. und einmal auch ungefähr E.—W. Auf der Foia haben wir auf unseren Wanderungen keine Monchiquite oder Camptonite angetroffen. Doch beschrieb v. Werveke[1]) einen „Limburgit" von der Foia, welcher gangförmig im Foiait auftritt; gerade dieses von Werveke beschriebene Vorkommen gab Rosenbusch[2]) die Veranlassung, den glasbasisführenden, feldspathfreien, basaltischen Ganggesteinen den Namen „Monchiquit" zu verleihen.

Unter den von uns gesammelten Proben der Monchiquite und Camptonite der Serra de Monchique zeigte sich eine ziemlich grosse Mannigfaltigkeit in der Zusammensetzung, eine Mannigfaltigkeit, welche man nach dem makroskopischen Aussehen der Gesteine nicht immer sofort vermuthete, sondern welche erst bei mikroskopischer Untersuchung zutage trat. Es mag wohl aus diesem Grunde beim Einsammeln der Handstücke leicht die eine oder andere Varietät übersehen worden sein. Eine ähnliche Mannigfaltigkeit wurde auch z. B. in den monchiquitisch-camptonitischen Ganggesteinen der brasilianischen Eläolithsyenite beobachtet, wie sie aus der Beschreibung von M. Hunter und H. Rosenbusch[2]) hervorgeht.

Unter den von uns untersuchten Typen der Serra de Monchique fand sich jedoch kein einem Limburgit vollständig entsprechendes Gestein vor, doch kommt ihm wohl am nächsten ein am Wege zwischen Monchique und Caldas eingesammelter Amphibol-Monchiquit. Dieses dichte, schwarze Gestein enthält zahlreiche porphyrische Einsprenglinge von schwarzen Augitkrystallen, welche bis zu einigen Millimetern lang werden. Sehr vereinzelt erkennt man makroskopisch auch hellgrüne Körnchen von Olivin. Ausserdem sind winzige Körnchen von Pyrit stellenweise zahlreich eingesprengt. Das Gestein ist von langen papierdünnen Rissen durchzogen, welche von weisser zeolithischer Substanz erfüllt sind. Unter dem Mikro-

[1]) L. v. Werveke, Beiträge zur Kenntnis der Limburgite. Neues Jahrb., 1879, pag. 486.

[2]) M. Hunter und H. Rosenbusch, Ueber Monchiquit, ein camptonitisches Ganggestein aus der Gefolgschaft der Eläolithsyenite. Diese Mitth., 1890, Bd. XI, pag. 447.

Digitized by Google

skop erweist sich der Augit als echter basaltischer Augit, welcher gut idiomorph ausgebildet ist. In durchgehendem Lichte ist er farblos bis hellröthlichgrau gefärbt, nur der Kern ist bisweilen hellgrünlich. Häufig zeigt sich zonarer Aufbau, welcher sich in Schnitten der Prismenzone nächst dem Klinopinakoide in Gestalt der bekannten Sanduhrstructur kundgibt. Eine starke Bissectricendispersion ($\upsilon < \rho$) ist wahrzunehmen mit orthoskopisch zwischen gekreuzten Nicols sichtbarem Farbenwandel zwischen Gelb und Blau. Randlich sind die Augitkrystalle häufig ein wenig corrodirt. Der gewöhnlichste Einschluss in diesem Minerale ist Eisenerz, als Umwandlungsproduct tritt Muscovit auf. Neben dem Augit, dem zahlreichsten der Einsprenglinge, verschwindet der gut idiomorphe und frische Olivin, der nur in vereinzelten Individuen erscheint, fast gänzlich. Zahlreiche Einsprenglinge bildet dagegen das Eisenerz, welches in grossen, eckig begrenzten Individuen ausgebildet und stets von einem hellen Hofe von winzigen, farblosen Körnchen, die wahrscheinlich Augit sind, umgeben ist. Das Eisenerz tritt gerne mit den Augiteinsprenglingen auf, die ihrerseits gerne in Nesterchen zusammentreten.

Diese Einsprenglinge sind in einer im durchfallenden Lichte hellbräunlichgrau gefärbten Grundmasse eingebettet. Bei starker Vergrösserung erkennt man, dass die Grundmasse hauptsächlich aus einem dichten Gefüge von braunen Hornblendenädelchen, ferner aus winzigen Körnchen von Eisenerz und Augit besteht. Als Cement zwischen diesen Gemengtheilen ist graubraune Glassubstanz vorhanden. Eine fluidale Structur mit wechselnder kreisender Richtung ist in der Anordnung der Hornblendenädelchen wahrzunehmen. Dieses Grundmassengefüge ist ferner unterbrochen durch in grossen Mengen auftretende farblose Körnchen, die meist rundlich, zuweilen aber auch oval oder länglich sind. Diese zahlreichen kleinen rundlichen Körnchen treten deutlich hervor und sind sofort von den eckig begrenzten Augiteinsprenglingen zu unterscheiden. Sie sind entweder ganz isotrop, oder zeigen ganz oder theilweise sehr schwache Doppelbrechung und sind dann in ungleich auslöschende Felder getheilt. Die mikrochemische Untersuchung des Gesteinspulvers ergab reichliches Vorhandensein von Natron, wogegen Kalk oder Chlor nicht nachzuweisen waren. Dieser Umstand, sowie das optische Verhalten der Körnchen scheint mir darauf hinzudeuten, dass Analcim vorliegt. Die Art des Auftretens des Analcims in einzelnen ein-

Digitized by Google

gesprengten runden Körnchen lässt es nicht unmöglich erscheinen, dass er eine Pseudomorphose nach Leucit ist. Ein Gleiches vermuthet z. B. J. E. Hibsch[1]) von dem in den camptonitischen Ganggesteinen des böhmischen Mittelgebirges auftretenden Analcim. Es könnte also demnach dieser Monchiquit ein Leucitmonchiquit sein. Ein sicherer Beweis ist allerdings nicht zu erbringen.

Ein anderes monchiquitisches Gestein vom Südabhange der Picota, geschlagen am Wege zwischen Caldas und Fornalhas, enthält als Einsprenglinge kleine, runde, weisse Körnchen eines Zeolithes, welcher höchst wahrscheinlich Analcim ist. Unter dem Mikroskop sind diese Körnchen vollkommen farblos, von sehr schwachem Brechungsvermögen und zum grössten Theile isotrop, nur randlich finden sich schwach doppeltbrechende Partien und kleine Leistchen mit negativer Längsrichtung vor. Die Umrisse sind immer rundlich oder achteckig. Rechtwinklig sich kreuzende Spaltrisse sind in den isotropen Partien nur andeutungsweise wahrzunehmen. Pulver dieser Körnchen wurde in einem Tropfen *HCl* aufgelöst und beim Eintrocknen entstanden reichlich *NaCl*-Krystalle. Bei Behandlung mit Flussäure entstanden sehr reichlich Kieselfluornatrium-Krystalle, aber in beiden Fällen zeigten sich keine Gypskrystalle nach Behandlung mit Schwefelsäure. Die Behandlung mit HNO_3 (Salpetersäure) und Silbernitrat ergab keine Chlorsilberkrystalle. Auch hier erscheint die Annahme einer Pseudomorphose von Analcim nach Leucit gerechtfertigt. Als Einsprenglinge enthält das Gestein sehr zahlreiche schwarze Nädelchen basaltischer Hornblende, die im durchfallenden Lichte in folgender Weise deutlich pleochroitisch ist:

c	>	b	>	a
grünlichbraun		röthlichbraun		hellgelblichgrau

An Schnitten ungefähr nach dem Klinopinakoide ist $c : c = 12°$. Die Dispersion ist stark: $\rho < \upsilon$. Zuweilen sind als Einschlüsse in der basaltischen Hornblende kleine Blättchen eines blaugrünen Minerals bemerklich, welches sehr deutlichen Pleochroismus besitzt (a = graubläulichgrün, c = saftgrün).

Wahrscheinlich liegt hier eine arfvedsonitische Hornblende vor, auf welche auch die Stärke des Brechungsvermögens, sowie die

[1]) J. E. Hibsch, Beiträge zur Geologie des böhmischen Mittelgebirges. I. Diese Mitth., XIV. Bd., pag. 95 ff.

Digitized by Google

verhältnismässig schwache Doppelbrechung hindeuten. Für weitere Bestimmungen war das Mineral in zu geringen Mengen vorhanden. Neben dem Amphibol finden sich zwei Arten von Pyroxen als Einsprenglinge vor. Die eine Art ist ein farbloser bis gelblichgrauer, titanhaltiger Augit. Bei diesem sind in Querschnitten die Pinakoide, besonders das Orthopinakoid gut ausgebildet, daneben auch das Spaltungsprisma. Zuweilen ist ein schwacher Pleochroismus wahrnehmbar, wobei a = gelblichgrau mit Stich in's Röthliche und c = gelblichgrau mit Stich in's Grünliche ist. Die Dispersion ist stark; $v < \rho$. Die andere Art ist ein grüner Pyroxen, welcher in kleinen, unregelmässig begrenzten Körnchen und Blättchen sich in dem Titanaugite eingewachsen befindet und denselben auch randlich umgibt. Die Ränder des letzteren scheinen nämlich oft durch Resorption zerstört und durch Anlagerung von Körnchen des zweiten Pyroxens zersetzt zu sein. Als Umwandlungsproducte nach den Pyroxenen treten grüner Magnesiaglimmer und Chlorit auf. Die Grundmasse des Gesteins besteht aus brauner Hornblende und Pyroxen, sowie einer farblosen Zwischenmasse, welche theils isotrop ist und Glas zu sein scheint, theils aphanitische, schwach doppeltbrechende Substanz ist, an welcher man keine Individuen für sich unterscheiden kann. Eisenerz ist in sehr grosser Menge vorhanden, ziemlich reichlich auch Apatit. Als Zersetzungsproducte finden sich vielfach Carbonate vor. Olivin scheint ganz zu fehlen.

Aus dieser Beschreibung geht hervor, dass dieses Gestein ein olivinfreier Amphibolmonchiquit, also nach der von J. Fr. Williams [1]) vorgeschlagenen Nomenclatur ein Fourchit ist. Nimmt man an, dass die Analcimeinsprenglinge Neubildungen nach Leucit sind, so liegt hier ein Leucitfourchit vor.

Ebenfalls auf der Strecke zwischen Caldas und Fornalhas wurde ein Amphibol-Biotit-Camptonit geschlagen. Dieses Gestein besitzt in dichter schwarzer Grundmasse reichlich schwarze Nädelchen basaltischer Hornblende, welche bis zu 5 Millimeter Länge erreichen und stellenweise sehr dicht angehäuft sind. Ausserdem finden sich hie und da Kryställchen von Augit, kleiner und etwas matter glänzend, als die der Hornblende vor. Vereinzelt bemerkt

[1]) J. Fr. Williams, The igneous rocks of Arkansas. Annual Report of the Geological Survey of Arkansas for 1890, t. II, Little Rock, 1891, pag. 107 ff.

Digitized by Google

man makroskopisch auch dunkle Glimmerblättchen. Die sehr dünne Verwitterungskruste des Gesteins ist rostbraun. In der Mineralzusammensetzung ist dieses Gestein sehr ähnlich dem oben beschriebenen Fourchite. Die Einsprenglinge sind ungefähr dieselben, nur der Analcim fehlt. Auch hier herrscht die basaltische Hornblende vor, welche genau dieselben Eigenschaften besitzt, wie die oben beschriebene. Von Pyroxenen ist nur der als erste Art beschriebene graue Augit vorhanden. Die Umwandlung des letzteren in grünen Biotit und Chlorit ist hier noch intensiver, die Ränder bestehen in der Regel aus Biotit, während der Kern häufig noch Augitsubstanz repräsentirt. Dieser grüne Biotit ist sehr stark pleochroitisch zwischen farblos und grün, besitzt sehr kleinen Axenwinkel und die Dispersion $\rho < \upsilon$. Eisenerz und Apatit sind reichlich vorhanden. Die Grundmasse besteht aus sehr zahlreichen braunen Hornblendeprismen, wenigen frischen Augitkryställchen, sehr zahlreichen winzigen Blättchen von grünem Biotit, Chlorit und Muscovit. Sie enthält jedoch keine Glassubstanz, sondern die Ausfüllungsmasse zwischen den dunklen Gemengtheilen ist zum grössten Theile eine von mikrolithischem Staube erfüllte, schwach licht- und doppeltbrechende Substanz von flammig undulöser Auslöschung, ohne dass Krystallindividuen wahrnehmbar wären. Stellenweise finden sich jedoch diese letzteren und bestehen dann aus kleinen Plagioklasleistchen. Auch dieses Gestein ist olivinfrei.

Ein olivinfreier Biotit-Monchiquit, also nach J. Fr. Williams [1]) ein Ouachitit, wurde zwischen Monchique und Caldas am Südwestabhange der Picota angetroffen. Dieses dichte, grauschwarze Gestein ist voll besät mit kleinen schwarzen Glimmerblättchen und besitzt ausserdem einzelne Einsprenglinge von Augit (bis zu 2 Millimeter lange Säulchen). An Bruchflächen zeigt sich reichlich Pyrit.

Wegen seiner zahlreichen Bedeckung mit Glimmerblättchen dürfte das Gestein wohl mit dem von Rosenbusch [2]) als entschieden Minette-ähnlich bezeichneten Glimmermonchiquit von Cabo Frio verglichen werden können. Der häufigste der Einsprenglinge, der Glimmer, erweist sich unter dem Mikroskop als Meroxen, welcher in idiomorphen Blättchen ausgebildet und zwischen rostbraun und

[1]) A. a. O., pag. 107 ff.
[2]) A. a. O., pag. 449.

Digitized by Google

hellgelblichroth pleochroitisch ist. Als Einschlüsse beherbergt der Glimmer Eisenerz in grosser Menge. Der Augit zeigt das Orthopinakoid (100) gross, das Klinopinakoid (010), sowie das Prisma (110) klein ausgebildet. Die Farbe ist grau bis fleischfarben. Zuweilen ist Zonarstructur wahrzunehmen. Randlich ist er in der Regel etwas resorbirt und umrahmt von Neubildungen eines in kleinen Körnchen ausgebildeten gelblichgrünen bis farblosen Augites. Sehr häufig ist der Augit stark umgewandelt in Serpentin, der sowohl in Blättchen als in Fasern erscheint und schwach pleochroitisch zwischen farblos und gelblich ist. Daneben tritt als Umwandlungsproduct auch Chlorit auf. Zuweilen sind ganze Durchschnitte des Augits in Serpentin umgewandelt, zuweilen aber nur die Ränder. In der Regel finden sich kleine Augittrümmer in der Serpentinmasse vor. Ein Mineral der Sodalithgruppe, dessen sehr häufig zu beobachtende Zersetzung in Kalkspath auf Hauyn schliessen lässt, tritt in isotropen, gewöhnlich sechs- bis achtseitigen Durchschnitten auf. Aussen um die Ränder herum haben sich stets Biotitblättchen angehäuft. Eisenerz ist sehr reichlich, Apatit nicht selten vorhanden.

Die Grundmasse ist voll von kleinen farblosen bis grünlichen Augitkörnchen und sehr zahlreichen Biotitblättchen, Eisenerz findet sich in grosser Menge vor. Als Zersetzungsproducte gewahrt man Serpentin, farblose und grünliche Muscovite, sowie vereinzelt Carbonate. Die farblose Füllmasse zwischen den farbigen Gemengtheilen besteht überwiegend aus der aphanitischen Substanz, wie sie in den beiden vorhergehenden Gesteinen beschrieben wurde, und zu einem Theile auch aus Glas.

Was das Alter der hier geschilderten Ganggesteine betrifft, so geht aus dem geologischen Auftreten soviel hervor, dass sie sämmtlich, sowohl die sauren, wie die basischen Glieder, jünger sind, als die Hauptmasse des Eläolithsyenits und seiner Varietäten. Van Werveke spricht sich in seiner Abhandlung im allgemeinen nicht bestimmt über das Alter der Ganggesteine aus, doch scheint er mehr der Ansicht zuzuneigen, dass die meisten derselben tertiären Alters, also bedeutend jünger als der Eläolithsyenit seien. Dies scheint ihm sogar höchst wahrscheinlich für den „Nephelinbasalt mit accessorischem Plagioklas“ (Nephelinbasanit) schon in Anbetracht seiner mineralogischen Zusammensetzung. Allerdings konnte van Werveke die geologischen Verhältnisse nicht an Ort und

Digitized by Google

Stelle studiren, und man kannte zu seiner Zeit keine vortertiären Gesteine dieser Zusammensetzung. Ich kann daher seiner Ansicht nicht beitreten, sondern sehe vielmehr die hier auftretenden Ganggesteine als die letzten Spaltungsproducte des Eläolithsyenitmassivs an. Die Art ihres Auftretens, ihre chemische Verwandtschaft mit dem Hauptgesteine, sowie die Analogie mit fast allen übrigen Eläolithsyenitgebieten, wo ähnliche Ganggesteine die Gefolgschaft des Hauptgesteins bilden, sind genügende Beweise hiefür. Ueber die gegenseitige Altersbeziehung der Ganggesteine der Serra de Monchique geben die beobachteten geologischen Verhältnisse keinen Aufschluss. Es lässt sich jedoch nach Analogie anderer Eruptivgesteine annehmen, dass die basischen Ganggesteine jünger sind, als die sauren. Nur der vitrophyrische Leucittinguait beansprucht wohl seiner glasigen Ausbildung halber eine Sonderstellung, indem er, als das jüngste Spaltungsproduct anzusehen ist.

III. Contactwirkungen des Eläolithsyenits.

Von Victor Hackman.

Ueber die an das Eläolithsyenitmassiv der Serra de Monchique angrenzenden älteren Gesteine berichtet K. v. Seebach [1]), dass sie aus dem Culm angehörenden Schiefern und Sandsteinen bestehen, die im Mittel nord-südlich streichen und nach NE. fallen. In der Serra de Monchique seien keine Versteinerungen angetroffen, wohl aber circa 3 Meilen weiter südwestlich bei Carrapateira Leitfossilien des Culm. Nach Seebach sind diese Schiefer und Sandsteine nördlich von Monchique bis dicht an den Foiait unverändert, dagegen findet sich südlich bei Caldas de Monchique echter Hornfels vor, dessen Entstehung Seebach mit den dortigen Thermen in Zusammenhang bringt. Nach den von L. van Werveke [2]) ausgeführten mikroskopischen Untersuchungen ist der letztgenannte Hornfels ein echter Andalusithornfels, bestehend aus einem durchaus krystallinen Gemenge von vorwiegendem Andalusit (von sehr heller Farbe und nur

[1]) K. v. Seebach, Vorläufige Mittheilungen über den Foiait der Serra de Monchique. Neues Jahrbuch. 1879, pag. 270.

[2]) Neues Jahrbuch. 1880, Bd. II, pag. 146.

Digitized by Google

schwachem Pleochroismus), untergeordnet Quarz und Graphit und accessorischem, braunem Glimmer.

Die Resultate der von uns in dem Gebiete der an das Eruptivmassiv angrenzenden Gesteine gemachten Beobachtungen bestätigen und ergänzen theils die oben erwähnten Berichte, theils aber weichen sie auch von ihnen ab. Was das Alter der umgebenden Sedimente betrifft, so haben wir keine neuen Anhaltspunkte zur Bestimmung desselben ermitteln können; wir haben ebensowenig wie die vorhergehenden Forscher in der Serra de Monchique selbst Fossilien angetroffen. Die Zone der durch den Eläolithsyenit metamorphosirten Gesteine ist dagegen nach unseren Beobachtungen weit mehr entwickelt, als dies aus Seebach's Mittheilungen hervorgeht. Wir haben nicht nur am südlichen Rande des Massivs bei Caldas de Monchique, sondern auch fast in der ganzen Ausdehnung des Nordrandes contactmetamorphosirte Sedimente und an mehreren Stellen randlich des Massivs umgewandelte Eruptivgesteine angetroffen. Es ist wohl zu vermuthen, dass das ganze Massiv ringsum von einem Gürtel umgewandelter Gesteine, wohl zum grössten Theil Sedimente umgeben ist. Leider erlaubte uns die Kürze der für unsere Excursionen zur Verfügung stehenden Zeit es nicht, dies durchwegs zu constatiren.

I. Contactmetamorphosirte Sedimente.

An drei Stellen hatten wir Gelegenheit, ein wenig genauer die Zonen contactveränderter Sedimente am Rande des Eläolithsyenitmassivs zu untersuchen. Diese drei Stellen waren: 1. bei den Bauernhöfen von Chilrao am Nordwestfusse der Foia, 2. dicht nördlich vom Berge Peso, nördlich von Monchique und 3. bei Caldas de Monchique. Die an diesen Stellen angetroffenen Sedimente bestehen aus metamorphosirter quarzitischer Grauwacke, schwarzen Hornfelsen, Knotenthonschiefer und unverändertem Thonschiefer. An jeder dieser drei Stellen war die Ausbildung der Contactzone eine von der der anderen verschiedene, beruhend auf einer verschiedenen Folge der einzelnen Glieder der Sedimentschichten und auf ihrer verschiedenen Empfänglichkeit für Contacteinwirkung. Die Breite der Contactzone war wechselnd, doch überstieg sie nie einige Hundert Meter. Ausser an den drei genannten Stellen wurden noch an dem auf längere Strecken längs des

Digitized by Google

Contactes sich hinziehenden Wege zwischen Chilrao und Marmelete, welcher allerdings von uns bei strömendem Regen und in grosser Eile begangen wurde, abwechselnd Hornfelse und Knotenthonschiefer anstehend gefunden.

Was nun zuerst die Contactzone bei Chilrao betrifft, so stösst man, sobald man, den steilen Nordwestabhang des Foiacomplexes auf dem Wege nach Marmelete hinabsteigend, das Gebiet des graublauen, pulaskitischen Foiasyenits verlassen hat, auf eine feinkörnige bis dichte, hellbläulichgraue Grauwacke. Der unmittelbare Contact zwischen diesem Gesteine und dem Syenite ist allerdings nicht aufgeschlossen. Auf die wohl einige Hundert Meter breite Schicht der Grauwacke folgt alsdann eine ungefähr ebenso breite Schicht eines schwarzgrauen Hornfelses. An diesen schliesst sich nun, die steilen Gehänge bis fast ganz hinab in's Thal von Chilrão zusammensetzend ein hellblaugrauer, dichter Knotenthonschiefer an. Erst unterhalb der Höfe von Chilrão, am Ufer des von der Foia herabrinnenden kleinen Baches, steht wiederum schwarzer Hornfels an, welcher an den steilen Abhängen südlich des Baches wieder von Knotenthonschiefer überlagert ist. Unveränderter Thonschiefer ist hier nicht anstehend, da er wohl durch die Erosion weggeführt ist.

Bei dem Berge Peso nördlich von Monchique schliesst sich dicht an den sehr stark verwitterten Eläolithsyenit metamorphosirte Grauwacke an, nimmt eine Breite von circa 100 Meter ein und ist durch eine schmale Apophyse von Eläolithsyenit unterbrochen. Unmittelbar auf die Grauwacke folgt eine etwa 300 Meter breite, stark aufgerichtete Schicht von hellblaugrauem Knotenthonschiefer, welcher dann in unveränderten schwarzgrauen dichten Thonschiefer übergeht.

Der bei Chilrao zwischengelagerte Hornfels fehlt hier. Sowohl bei Chilrao, wie auch am Peso ist also die Umwandlung des Thonschiefers nicht weiter, als bis zur Bildung des Knotenthonschiefers fortgeschritten. Die zwischenlagernde, mehr oder weniger stark umgewandelte, quarzitische Grauwacke hat die Schichten des Thonschiefers vor einer stärkeren Metamorphose geschützt und so das Fehlen von Knotenglimmerschiefer und Hornfels (nach Thonschiefer) verursacht.

Bei Caldas de Monchique schliesst sich unmittelbar an das Eruptivgestein ein schwarzer Hornfels an, welcher in grösserer Ausdehnung aufgeschlossen ist. Verfolgt man die Chaussee von Monchique

Digitized by Google

südwärts nach Caldas, so trifft man kurz vor der scharfen Strassenbiegung unweit von Caldas diesen Hornfels anstehend an. Bis zum Knie der Strassenbiegung ist abwechselnd Hornfels und Eläolithsyenit aufgeschlossen, die Strasse schneidet hier mehrmals die gezackt verlaufende Grenze des Eruptivmassivs. Nach der scharfen Biegung läuft die Strasse bis nach Caldas fortgesetzt durch Eläolithsyenit, bis wieder unmittelbar südlich von Caldas der Contact beginnt. Der Syenit bildet hier eine schmale feinkörnige Zone, welcher der Hornfels unmittelbar benachbart ist. Auf ihn folgt dann Grauwacke vom selben Aussehen, wie am Nordrande des Massivs, doch nur von geringer Mächtigkeit, und dann sofort der unveränderte Thonschiefer. Hier fehlt also sogar die Zone des Knotenthonschiefers.

Der unveränderte Thonschiefer (nach einem nördlich des Peso geschlagenen Handstücke) ist dunkelgrau und dicht und besitzt schwachen Seidenglanz infolge von Bedeckung mit zahllosen winzigen Glimmerblättchen. Das Gestein besteht mikroskopisch aus einem dichten Gemenge von filzig und faserig erscheinenden sericitischen Muscovitblättchen, ganz allotriomorphen Quarzindividuen, dunklen, wulstigen Anhäufungen zahlloser Rutilnädelchen, Körnchen von Eisenerz und von gelbdurchsichtigem Eisenhydroxyd. Diese Anhäufungen bilden parallel zur Schiefrigkeit ausgezogene, flockige Gemenge von wechselnder Dichte, und in ihnen finden sich häufig parallele Streifen kohliger Substanz. In der Schiefermasse bemerkt man hie und da auch kleine Körnchen von Zirkon. Der in ausserordentlich grosser Menge vorhandene Rutil ist zum grossen Theile durch Verwachsung mit Eisenerz schwarz und undurchsichtig, doch erkennt man bei starker Vergrösserung, dass die Kryställchen oft gelblich oder bräunlich durchsichtig sind, die charakteristische hohe Licht- und Doppelbrechung und positive Längsrichtung bei paralleler Auslöschung besitzen. Knieförmige Zwillinge sind vereinzelt zu beobachten. Die Muscovitblättchen sind häufig durch Einlagerung von Staub oxydischer Eisenerze gelblich gefärbt. Das Eisenoxyd findet sich oft in etwas grösseren und dann meist etwas dunkler in röthlichbraunem Tone gefärbten Körnchen angehäuft vor.

Der Knotenthonschiefer unterscheidet sich von dem unveränderten Thonschiefer äusserlich durch seine hellblaugraue Farbe und die in der Schiefermasse eingesprengten, zahlreichen, kleinen schwarzen Knötchen, welche dem Gesteine ein gesprenkeltes Aus-

Digitized by Google

sehen verleihen. Das gewöhnliche Zunehmen der Härte bei der Umwandlung des Thonschiefers zum Knotenschiefer ist hier nicht zu bemerken, im Gegentheil ist hier infolge stark vorgeschrittener Verwitterung der letztere bedeutend weicher, als der erstere. Der Knotenthonschiefer spaltet ausserordentlich gut nach seiner Schieferungsebene und zerfällt leicht in kleine Stücke, so dass es schwierig war, einigermassen gute Handstücke zu schlagen. Oberflächlich ist er von einer rothbraunen Verwitterungskruste umgeben. Auch mikroskopisch erkennt man deutlich, dass das Gestein wesentlich heller ist, als der Thonschiefer. Die wulstigen Anhäufungen der dunklen Gemengtheile, sowie die kohlige Substanz des letzteren sind verschwunden, das Gestein hat sich geklärt und die Schiefermasse tritt deutlicher hervor, bestehend aus äusserst zahlreichen und winzigen Muscovitblättchen, welche vermengt sind mit einer aphanitischen, schwach licht- und doppelbrechenden und mehrfach undulös auslöschenden Substanz, welche vermuthlich hauptsächlich aus Quarz besteht. Oft sind die Muscovitblättchen in aneinander gereihten, parallelen Streifen angeordnet in der Weise, dass die positive Längsrichtung der Fäserchen vertical steht zur Richtung der Streifen. Rutil ist in gleicher Menge vorhanden, wie im unveränderten Schiefer, doch gleichmässiger vertheilt und in der Regel frei von Verwachsungen mit Eisenerz. Er erscheint in graubraunen oder bräunlichgelben Kryställchen, welche bei schwacher Vergrösserung schwärzlich erscheinen. Neben der gewöhnlichen Prismenform bemerkt man auch sehr häufig alle möglichen unregelmässigen und bizarren Formen der Krystalle, auch Anfänge zu Sagenitbildung, sowie winzige trichitische Nädelchen. Zirkon und Eisenoxyd sind wie im unveränderten Schiefer vorhanden. Turmalin, der im unveränderten Schiefer nicht beobachtet wurde, kommt hier recht häufig vor in kleinen Prismen. Sein Pleochroismus, wobei $E =$ hellgrün oder farblos und $O =$ schmutziggrün ist, und die starke Absorption in der Querrichtung machen ihn (neben den übrigen optischen Eigenschaften) leicht kenntlich. Das am meisten Charakteristische für das Gestein sind die schwarzen Knötchen, welche auch unter dem Mikroskope als dunkle Flecken erscheinen, bestehend aus Pigmentanhäufungen. Die letzteren sind von derselben Beschaffenheit wie in den von Rosenbusch[1]) beschriebenen Knotenthonschiefern von Barr-Andlau. Ein

[1]) H. Rosenbusch, Ueber die Contactzone von Barr-Andlau. Neues Jahrbuch. 1875, pag. 849.

Digitized by Google

Dünnschliff von diesen lag mir zum Vergleiche vor, aus welchem ich ersehen konnte, dass die Knötchen in den Schiefern der Serra de Monchique nicht dieselbe Grösse erreichen wie in den vogesischen Knotenthonschiefern. Die mittlere Grösse der Knötchen in den portugiesischen Schiefern betrug circa 0·4 Millimeter im Durchmesser.

Die Bildung der hier geschilderten Knötchen, sowie die Klärung der Schiefermasse sind die am deutlichsten hervortretenden Veränderungen, welche der Thonschiefer bei der Contactmetamorphose erlitten hat. Vielleicht ist aber auch das Vorhandensein des Turmalins, welcher ja dem unveränderten Schiefer fehlt, als eine Folge der Contactmetamorphose anzusehen. Es ist dies umso wahrscheinlicher, als auch von anderen Orten Turmalin als Contactmineral im umgewandelten Thonschiefer bekannt ist. So z. B. ist dies nach der Beschreibung von J. E. Hibsch in der Contactzone am Granitstocke von Tetschen [1]) der Fall. Hier enthält der unveränderte Thonschiefer nur hie und da ein Turmalinsäulchen, während im Knotenthonschiefer dieselben sehr zahlreich sind.

Die quarzitische Grauwacke ist ein feinkörniges, sich rauh anfühlendes Gestein ohne makroskopisch sichtbare Schiefrigkeit. Die Farbe ist vorzugsweise hellbläulichgrau, doch spielt sie auch mehrfach in's Grünliche oder Bräunliche. Die Verwitterungskruste ist gelbbraun und circa $^1/_2$—$^3/_4$ Millimeter dick. Die mikroskopische Untersuchung erwies eine Zusammensetzung hauptsächlich aus Quarz, der in sehr frischen, wasserhellen Körnern von wechselnder Grösse ausgebildet ist. Die grössten dieser Körner sind circa 1 Millimeter lang im Durchmesser, während die kleinsten ganz winzige Dimensionen besitzen. Die Form ist, zumal bei den grösseren Körnern, vorherrschend oval mit gut abgerundeter Umgrenzung, daneben kommen, besonders bei den kleineren Körnern, auch eckige und kantige Contouren vor. Undulöse Auslöschung und Aggregatpolarisation sind zuweilen zu bemerken. Obwohl im allgemeinen frei von Mineraleinschlüssen, beherbergen die Quarzkörner doch sehr häufig und in grosser Menge Flüssigkeitseinschlüsse, die oft perlenschnurartig angeordnet sind. Gewöhnlich besitzen die Flüssigkeitseinschlüsse ovale Form und oft eine lebhaft bewegliche Libelle. Die Quarzkörner,

[1]) Jahrbuch der k. k. geologischen Reichsanstalt. Bd. XIII, 1891, pag. 235 bis 288, insbesonders pag. 266—271.

Digitized by Google

mit welchen vereinzelt Täfelchen von Feldspath (wahrscheinlich Orthoklas) untermengt sind, sind durch ein Cement von sericitischem Muscovit miteinander verbunden.

Der Muscovit ist gelegentlich über grössere Strecken des Gesteines hin von Eisenhydroxyd bedeckt, woraus die bräunlichen Farbentöne des Gesteins resultiren, an anderen Stellen wieder mehr oder weniger vollständig durch einen dunkelbraunen Biotit ersetzt. Magnetit ist local in ziemlich grosser Menge in winzigen Körnchen dem Muscovitgewebe beigemengt. Hie und da findet sich auch kohlige Substanz (Graphit?) vor, oft in länglichen Stäbchen ausgezogen, welche unabhängig von der Form der Quarzkörner gelagert sind. Vereinzelt enthält das Gestein Turmalin in kleinen Säulchen. Der starke Pleochroismus dieses Minerals ist selbst in den kleinsten Individuen deutlich zu erkennen. Die Absorption ist:

O	>	*E*
dunkelolivengrün oder hellgelblichgrün		hellbräunlichgelb bis farblos oder grünlich bis farblos.

In ungefähr gleich geringer Menge findet sich Zirkon in winzigen ovalen Körnchen vor. In local wechselnder Menge, zuweilen recht reichlich, treten winzige gelbe Rutilnädelchen, meist in Häufchen zusammengeschaart, auf.

In welchem Grade dieses Gestein eine Umwandlung durch den Contact erfahren hat, ist nicht mit Gewissheit festzustellen, da das entsprechende unveränderte Sediment nicht angetroffen wurde. Es ist jedoch mehr als wahrscheinlich, dass eine solche Umwandlung vor sich gegangen ist. Zuvörderst ist wohl eine theilweise erfolgte Umkrystallisation des Quarzes anzunehmen, durch welche ein etwas gröberes Korn entstand. Es ist deutlich, dass die grösseren, gut abgerundeten Quarzkörner Producte dieser Umkrystallisation sind, während die kantigen und eckigen Individuen noch deutlich Zeugnis ablegen von der ursprünglichen klastischen Natur des Gesteins. Ferner dürfte wohl der Biotit sicher als Contactproduct anzusehen sein, und vielleicht gilt das auch vom Turmalin und von den kleinen Rutilnädelchen.

Digitized by Google

Analoge Erscheinungen von Contactmetamorphosen theilt Ch. Barrois [1]) vom weissen fossilführenden Quarzsandsteine (grès armoricain) mit. In diesem Sandsteine verlieren die Quarzkörner bei erster Annäherung an den Granit ihren klastischen Charakter und werden in abgerundete und hexagonale Körner umgebildet; zugleich findet auch Biotitbildung statt.

Der Hornfels von Chilrao besteht wie das letztbeschriebene Gestein aus metamorphosirter quarzitischer Grauwacke. Er ist ein dichtes schwarzes Gestein von splittrigem Bruch, makroskopisch ohne jede Schiefrigkeit. Die das Gestein durchziehenden schmalen Risse sind secundär von Quarz ausgefüllt, die röthlichgelbe Verwitterungskruste ist ausserordentlich dünn. Unter dem Mikroskop zeigt er grosse Aehnlichkeit mit der vorher beschriebenen metamorphosirter Grauwacke und gibt sich deutlich als Quarzglimmerhornfels zu erkennen.

Er besteht aus einem Gefüge von Quarzkörnern, deren Zwischenräume hauptsächlich durch ein Cement von Biotitschüppchen, Magnetit und sehr reichlicher kohliger Substanz ausgefüllt sind. Die Gestalt, Beschaffenheit und Anordnung der Quarzkörner ist dieselbe wie im oben genannten Gesteine, die Schiefrigkeit ist wenigstens bei schwächerer Vergrösserung noch deutlich zu erkennen, und auch die Druckphänomene des Quarzes (undulöse Auslöschung, Aggregatpolarisation) sind stellenweise noch vorhanden. Die Structur ist als eine Maschenstructur mit Schiefrigkeit zu bezeichnen. Die Neubildung von Biotit, der in braunen, zuweilen etwas grünlichen, allotriomorphen Schüppchen auftritt, hat hier in grossem Masse stattgefunden; gegen ihn verschwindet die Menge des vorhandenen Muscovits. Gelegentlich vermisst man jedoch den Biotit, und anstatt desselben findet sich zwischen den Quarzkörnern ein allotriomorphes Mineral von starker Lichtbrechung und sehr schwacher Doppelbrechung (die Interferenzfarbe zwischen gekreuzten Nicols ist dunkelgraublau) vor, welches wahrscheinlich Zoisit ist. Die reichlich vorhandene kohlige Substanz bildet lang ausgezogene Stäbchen und Fasern, welche sich ungefähr parallel zur Schiefrigkeit an die Quarzkörner anschmiegen. Der Magnetit ist häufig skeletförmig ausgebildet. Zwischen den

[1]) Ch. Barrois, Mémoires sur les grès métamorphiques du massif granitique du Guéméné. Morbihan. Annales de la Société géologique du nord. T. XI, Referirt von H. Rosenbusch, Neues Jahrbuch. 1885, Bd. I, pag. 40.

Digitized by Google

Quarzkörnern treten hie und da auch allotriomorphe Körner von Feldspath (Orthoklas und Plagioklas) auf, sowie auch in nicht geringer Menge, kleine, aggregatförmig angehäufte Körnchen eines schwach licht- und doppelbrechenden Minerals, welches Cordierit (?) zu sein scheint. An einzelnen Individuen dieses Minerals glaubte ich sehr verschwommen sich kundgebende aragonitische Zwillingsbildung zu erkennen. Zirkon ist vereinzelt vorhanden in idiomorphen kleinen Krystallen. Rutil tritt stellenweise auf in reichlich angehäuften, winzigen, graubräunlich oder gelblich durchsichtigen Nädelchen.

Der Hornfels von Caldas de Monchique ist ein schwarzes dichtes Gestein mit schwachem Seidenglanz und muschligem Bruch. Die makroskopisch dichte Masse des Gesteins zeigt unter dem Mikroskop als vorherrschenden Gemengtheil Quarz, der in rundlichen isometrischen Körnern von grosser Frische ausgebildet und nur wenig mit Einschlüssen fremder Mineralien belastet ist; auch Flüssigkeitseinschlüsse sind nicht sehr häufig.

Zwischen den Quarzkörnern finden sich in grosser Menge meist eiförmige Blättchen von Biotit, der zwischen röthlichbraun und hellgelblich bis farblos pleochroitisch ist. Gelegentlich kommt auch etwas Muscovit vor. Ein häufiger Gemengtheil ist Magnetit, welcher ähnlich wie der Biotit meist in rundlichen Körnchen ausgebildet ist.

Ferner gewahrt man als Einschaltungen zwischen dem Gefüge der Quarzkörner stellenweise allotriomorphe Körner von Feldspath, sowie auch häufig kleine, in grosser Menge zusammengehäufte Cordieritindividuen. Die charakteristische Zwillingsbildung nach dem Aragonitgesetze gibt sich häufig in Querschnitten durch eine etwas verschwommene, kreuzweise Feldertheilung und in Längsschnitten durch polysynthetische Streifung kund. Die Quarzkörner sind mit den übrigen hier aufgezählten Mineralien in der Art der Pflastersteinoder Bienenwabenstructur ganz richtungslos ohne Parallelstructur angeordnet. Als weitere, meist gut idiomorph ausgebildete Gemengtheile sind in diesem Gefüge noch eingebettet: Rutil, Turmalin, Zirkon und Apatit. Der Rutil findet sich in reichlicher Menge, in kleinen, zierlichen, scharf begrenzten Kryställchen von meist prismatischem Habitus ausgebildet. Zum Theil sind diese Prismen so klein, dass sie auch bei stärkerer Vergrösserung wie trichitische Nädelchen erscheinen. Mehrfach sieht man sehr zierliche knie- und herzförmige Zwillingsbildungen mit gut ausgebildeten Endflächen.

Digitized by Google

Der Rutil ist mit bräunlich- oder gelblichgrauer Farbe durchsichtig, wobei in der Regel der Pleochroismus deutlich wahrnehmbar ist: O = gelblichgrau (Querrichtung), E = bräunlichgrau (Längsrichtung). Mehrfach ist das Mineral auch schwarz und undurchsichtig, wahrscheinlich durch Verwachsung mit Eisenerz; dies ist meist mit den etwas grösseren Individuen der Fall. Ein nicht seltener Gemengtheil ist der Turmalin, der in verhältnismässig grossen, stets skelet- oder siebartigen Krystallen ausgebildet ist. Sie sind ganz erfüllt von Einschlüssen der farblosen Gemengtheile und sehen dadurch wie durchlöchert aus. Dessenungeachtet kann man doch an den meisten der Krystalle die gut idiomorphe äussere Begrenzung mit hemimorpher Ausbildung (Rhomboeder am einen, Basis am anderen Ende) erkennen.

Ungewöhnlich ist die gelbe Farbe des Minerals, welches zwischen goldgelb bis orangegelb (Querrichtung) und hellgelb bis farblos (Längsrichtung) pleochroitisch ist.

Zirkon ist ziemlich zahlreich in ovalen Körnchen ausgebildet; ebenso ist auch der in dicken kurzen Prismen auftretende Apatit ziemlich häufig.

Seiner wesentlichen Mineralzusammensetzung nach ist der hier beschriebene Hornfels als Quarzglimmerfels zu bezeichnen. Die typische Hornfelsstructur, sowie die Beschaffenheit der Gemengtheile spricht deutlich dafür, dass sie theils durch die Contactmetamorphose umkrystallisirt, theils als durch diese entstandene Neubildungen aufzufassen sind. Sichere Neubildungen sind wohl Biotit, Cordierit und Turmalin. Die skeletartige Ausbildung des letztgenannten Minerals ist hier dasselbe Phänomen, welches auch A. Sauer[1]) an den Andalusitglimmerhornfelsen des Höllbachthales bei Meissen beobachtete, dass nämlich der Turmalin dieser Gesteine, sobald er gewisse minimale Dimensionen überschreitet, den skeletartigen Habitus des daselbst vorkommenden Andalusits annimmt.

Es ist dieser Hornfels von Caldas das am stärksten contactmetamorphosirte von den hier beschriebenen Sedimentgesteinen. Ob er ursprünglich quarzitische Grauwacke oder Thonschiefer war, ist nicht sicher zu entscheiden. Die Mineralzusammensetzung gibt hier-

[1]) A. Sauer, Der Contacthof des Syenits der Section Meissen. Erläuterungen zur geologischen Specialkarte des Königreiches Sachsen. Bl. 48, pag. 56, Leipzig 1889.

Digitized by Google

über keinen Aufschluss mehr, da ja bekanntlich Quarzglimmerhornfelse bei der Contactmetamorphose aus verschiedenartigen Gesteinen hervorgehen können. So beschreiben z. B. E. Weber und O. Herrmann[1]) vom Contacthofe des Lausitzer Granites Quarzglimmerhornfels, welcher aus silurischer Grauwacke entstanden ist. Auch R. Beck[2]) schildert von dem Schiefergebiete des Elbthales aus devonischer Grauwacke entstandene Hornfelse, hauptsächlich bestehend aus Quarz und Biotit, mit häufigem, neugebildetem wasserhellem Plagioklas und Orthoklas, ferner Muscovit, grünen Glimmer, Magnetit, Apatit, Rutil und Zirkon enthaltend. Dagegen beschreibt J. E. Hibsch[3]) aus dem Contactgebiete von Tetschen im Elbthale einen aus Thonschiefer hervorgegangenen schwarzen Hornfels, welchen er als Quarzglimmerhornfels mit untergeordnetem Cordierit bezeichnet. Dieser Hornfels besteht aus Quarz, Biotit, Sericit, Resten von Cordieritkrystallen, sowie etwas Apatit. Analysen beweisen die chemische Uebereinstimmung dieses Hornfelses mit dem Thonschiefer. Auch in den von H. Rosenbusch[4]) beschriebenen, aus den Thonschiefern von Barr-Andlau hervorgegangenen Andalusit-Hornfelsen sind Quarz und Glimmer neben dem oft dominirenden Andalusit reichlich vorhanden.

Da die quarzitische Grauwacke, wo sie dicht an den Eläolithsyenit angrenzt, wie am Nordrande des Massivs, viel weniger intensiv metamorphosirt erscheint, ist es wahrscheinlich, dass bei Caldas an das Eruptivgestein ein für die Contactmetamorphose mehr zugängliches Sediment, also Thonschiefer, angrenzte und zu Hornfels umgewandelt wurde.

Von dem von van Werveke erwähnten Andalusithornfels (siehe pag. 286) von Caldas, welcher aus Thonschiefer hervorgegangen ist, sind von uns keine Handstücke geschlagen worden. Sein Vorkommen weist auf grössere Mannigfaltigkeit in der Ausbildung der Hornfelse von Caldas hin, analog vielleicht mit den Verhältnissen am Contacthofe von Barr-Andlau, wo nach Rosenbusch[4]) sowohl andalusitreiche, als auch andalusitfreie Hornfelse auftreten.

---

[1]) Contacthof des Lausitzer Granits. Referat im Neuen Jahrbuch, 1892, Bd. I, pag. 533 ff.

[2]) R. Beck, Die Contacthöfe der Granite und Syenite im Schiefergebiet des Elbthalgebirges. T. M. P. M. Bd. XIII, 290 ff.

[3]) Siehe a. a. O.

[4]) Siehe a. a. O.

Digitized by Google

2. Contactmetamorphosirte Eruptivgesteine.

In unmittelbarer Angrenzung an das Eläolithsyenitmassiv wurde an einzelnen Stellen Vorkommen von in Hornfelse umgewandelten Eruptivgesteinen beobachtet. Von diesen Hornfelsen erweisen sich zwei, der eine am Gipfel der Foia und einer bei Caldas de Monchique angetroffen, ihrer Structur und Mineralzusammensetzung nach deutlich als aus Diabas hervorgegangen und werden hier als Diabashornfelse beschrieben. Am Südabhange der Picota wurde zwischen Caldas und Fornalhas ein Biotit-Cordierit-Hornfels geschlagen, welcher vermuthlich auch diabasischer Herkunft ist. Schliesslich sind mit den Diabashornfelsen zusammenzustellen die im Bostonitporphyr der Foia vorkommenden umgewandelten Diabaseinschlüsse.

A. Diabashornfels von der Foia.

Das Gestein wurde an losen, in situ liegenden Blöcken auf dem Gipfel der Foia geschlagen. Sein Vorkommen an dieser Stelle ist ein weiterer Beleg für die von K. v. Kraatz (siehe pag. 202) ausgesprochene Annahme, dass der Foiasyenit die obere randliche Facies des Laccolithes bilde. In feinkörniger bis dichter schwarzer Grundmasse des Hornfelses liegen bis 2 Millimeter lange Feldspathleistchen in grosser Menge, welche von dunkelgrauer Farbe sind und sich daher kaum merklich von der ersteren abheben. Oberflächlich ist das Gestein mit einer papierdünnen braunen Verwitterungskruste bedeckt.

Unter dem Mikroskop erkennt man sofort die noch wohl erhaltene ophitische Structur, bedingt durch den guten Idiomorphismus der in einem richtungslosen Gewebe angeordneten Leisten und Tafeln des Feldspathes, welcher, noch verhältnismässig frisch, den am meisten vorherrschenden Gemengtheil des Gesteins bildet. Dieser Feldspath gibt sich durch seine deutlich ausgebildete, polysynthetische Zwillingsbildung nach dem Albitgesetze sogleich als Plagioklas zu erkennen. Nach der Methode von A. Michel-Lévy [1]) wurden Schnitte der Zone senkrecht zu (010), also solche mit möglichst symmetrisch auslöschenden Zwillingslamellen, aufgesucht, und an diesen das Maximum der Auslöschungsschiefe auf 18° bestimmt, wonach der Plagioklas ein basischer Andesin zu sein scheint. An

[1]) A. Michel-Lévy, Étude sur la détermination des Feldspaths. Paris 1894.

Digitized by Google

einem der Plagioklasindividuen wurde eine eigenthümliche Erscheinung beobachtet, indem nämlich von den polysynthetisch nach dem Albitgesetze aneinandergereihten Lamellen eine einzige auch eine dichte Zwillingsstreifung nach dem Periklingesetze zeigte, während diese bei allen übrigen nicht zu bemerken war.

Durchschnittlich besitzt die überwiegende Mehrzahl der Feldspathleisten eine Länge von etwa 1 Millimeter, doch kommen auch einige grössere Individuen vor. Daneben kann man auch kleinere Feldspathkrystalle unterscheiden, doch ohne dass sie als eine besondere jüngere Generation von den ersteren scharf getrennt wären, da Uebergänge in der Grösse zwischen ihnen existiren. Neben dem Plagioklase kommt hie und da etwas Orthoklas vor. Als Reste der ursprünglichen, durch Aufschmelzung zum grössten Theile zerstörten, farbigen Gemengtheile des Diabases finden sich zahlreiche winzige, unregelmässig begrenzte Augitkörnchen. Dieser Augit ist schwach pleochroitisch zwischen hellgrünlich (c) und farblos (a). In noch reichlicherer Menge als der Augit tritt Biotit auf, in winzigen Schüppchen ausgebildet. Sein Pleochroismus ist zwischen schmutzig grünlichbraun und gelblich bis farblos. Dieser Biotit ist sicher als Neubildung zu betrachten. Die winzigen, an Grösse bei weitem den Feldspathkrystallen nachstehenden Körnchen von Augit und Biotit bilden die Ausfüllungsmasse zwischen jenen. Beide Mineralien sind reichlich untermengt mit Staub von Eisenerz, welcher sehr unregelmässig vertheilt, meist zu grösseren Flecken sich angesammelt findet und dadurch den Eindruck hervorruft, als wäre er eine Neubildung nach gänzlich zerstörten, ursprünglich farbigen Gemengtheilen. Das letztere gilt auch von den zahlreichen grösseren, häufig skeletförmig ausgebildeten Körnern von Eisenerz. Zuweilen sind die staubförmigen Aggregate von Eisenerzkörnchen lang band- oder schlauchförmig ausgezogen, und sie bedecken öfters auch die Durchschnitte der Feldspathindividuen.

Contactmetamorphosirte Diabase, in welchen, ähnlich wie bei unserem Gesteine die ursprünglichen Gemengtheile zum Theil, sowie die ophitische Structur noch beibehalten sind, sind unter anderen die von K. A. Lossen[1]) aus der Umgegend von Wernigerode im

[1]) K. A. Lossen, Geologische und petrographische Beiträge zur Kenntniss des Harzes. Jahrbuch der königlich preussischen geologischen Landesanstalt, 1880, pag. 3.

Digitized by Google

Harze beschriebenen Diabase. So z. B. sind nach seiner Beschreibung in dem Diabase des Henkersberges die Feldspathleisten, die höchst wahrscheinlich saurer als Labrador sind, noch recht frisch erhalten, und auch der Augit ist zum Theil noch recht wohl erkennbar.

B. Diabashornfels von Caldas de Monchique.

Dieses dichte, graugrüne Gestein, in welchem zahlreiche, 1—2 Millimeter grosse graue Feldspathkrystalle eingesprengt sind, ist schmal eingekeilt zwischen dem Eläolithsyenite und dem früher beschriebenen Hornfelse von Caldas anstehend an der Landstrasse, unmittelbar südlich des Badeortes. Mit dem erst beschriebenen Diabashornfelse der Foia stimmt er, was die gute Beibehaltung der ophitischen Structur und das starke Vorherrschen des Feldspathes betrifft, vollkommen überein. Die das richtungslose Gewebe, gleichsam das Gerippe des Gesteins bildenden Feldspathleisten, welche aus Plagioklas bestehen, sind hier jedoch durchschnittlich etwas kleiner. Der Plagioklas ist, nach dem Maximum der Auslöschungsschiefe (18°) in den symmetrischen Schnitten zu urtheilen, auch hier basischer Andesin. Die die Ausfüllungsmasse bildenden farbigen Gemengtheile sind Biotit, monokliner und rhombischer Pyroxen und etwas grüne Hornblende. An Grösse stehen sie auch in diesem Hornfelse bei weitem den Feldspathen nach, da sie in winzigen, meist allotriomorphen Individuen ausgebildet sind. Sie sind hier höchst wahrscheinlich alle als Neubildungen anzusehen, und Reste der ursprünglichen farbigen Gemengtheile sind kaum mehr vorhanden. Der Biotit, welcher Pleochroismus zwischen farblos oder hellgelblich und gelblichroth besitzt, ist sehr unregelmässig vertheilt, findet sich oft local stark angehäuft und bildet gerne nesterförmige Aggregate gleich orientirter Schüppchen. Der ihn an Menge überwiegende und gleichmässiger vertheilte Pyroxen besteht aus lamellären Verwachsungen von rhombischem und monoklinem Pyroxen in faserig aggregirten, nach der Prismenzone begrenzten Kryställchen ohne Endflächen. Die Krystallaggregate sind in der Regel allotriomorph begrenzt. Der rhombische Pyroxen ist meist vorherrschend vor dem monoklinen, doch tritt gelegentlich auch das umgekehrte Verhältnis ein. Der erstere, farblos bis grünlich ohne Pleochroismus und von schwacher Doppelbrechung, ist Enstatit.

Digitized by Google

Der monokline Pyroxen, welcher farblos oder hellgrau bis grünlich ist und sich durch stärkere Doppelbrechung, sowie durch grosse Auslöschungsschiefe ($c : c = > 40^0$ in zufälligen Schnitten) auszeichnet, ist wohl Diopsid. Eine Querabsonderung ist an den stengeligen Kryställchen häufig wahrzunehmen, doch verläuft sie nicht immer geradlinig, sondern auch gebogen. Einschlüsse von Eisenerz, finden sich vor. Die auch an den kleinsten Individuen wahrnehmbare, faserige Verwachsung beider Pyroxene ist so innig, dass ein eigenthümlicher Wandel der Auslöschungsschiefe, sowie ein Wechsel der Stärke der Doppelbrechung hervorgerufen wird. Die Pyroxene sind nicht nur in ausserordentlich grosser Menge in einzelnen allotriomorphen Individuen verbreitet, sondern die faserigen und stengligen Aggregate durchziehen auch bandartig das ganze Gesichtsfeld des Dünnschliffes in allen Richtungen. Diese Anordnung, sowie die ganze Ausbildung deutet darauf hin, dass die Pyroxene, auch der monokline, als Neubildungen aufzufassen sind. Gelegentlich finden sich auch faserige Aggregate eines Minerals, welches in derselben Weise auftritt wie die Pyroxene, vermuthlich Hornblende (Strahlstein) ist und sicher auch als Neubildung angesehen werden muss. Die faserig aggregirten Stengel haben Seitenflächen-, aber keine Endflächenbegrenzung. Die Doppelbrechung ist beträchtlich höher als beim rhombischen Pyroxen, die Auslöschung ist ungefähr parallel mit den Prismenkanten. Der Pleochroismus ist: c = dunkelgrün, a oder b = hellgelblichgrün. Querschnitte waren im Dünnschliffe nicht vorhanden. Apatit ist ziemlich reichlich vorhanden, in verhältnismässig grossen und langen Prismen ausgebildet. Auch Eisenerz findet sich reichlich vor in derben Körnern von wechselnder Grösse, welche oft skeletförmig ausgebildet sind.

C. Cordierit-Glimmerhornfels der Picota.

Dieser Hornfels wurde zwischen Caldas und Fornalhas am Südabhange der Picota geschlagen, wo er sich als Einschluss im Picotasyenite findet. Er ist ein dunkelgraues dichtes Gestein, in welchem man mit blossem Auge deutlich winzige schwarze Glimmerblättchen unterscheidet, die gleichmässig über das Gestein vertheilt sind.

Die mikroskopische Untersuchung ergab, dass farblose und farbige Gemengtheile in ungefähr gleichen Mengen das Gestein zu-

Digitized by Google

sammensetzen. Unter den ersteren nimmt mehr als die Hälfte der Cordierit ein, welcher hier in ganz ausserordentlicher Menge vorhanden ist. Neben ihm kommen reichlich Leistchen von Plagioklas, sowie einzelne Individuen von Orthoklas vor. Der Cordierit ist in einem dichten Gefüge dicksäulenförmiger Individuen ausgebildet, welche häufig Andeutung von Idiomorphismus besitzen. Die wiederholte Zwillingsbildung nach dem Aragonitgesetze ist gut zu erkennen, in Querschnitten der Zwillingsaggregate kreuzweise Feldertheilung verursachend, in Schnitten annähernd nach der Längsrichtung dagegen parallele Zwillingsstreifung zeigend, wobei gewöhnlich einzelne der mittleren Lamellen beträchtlich dünner sind als die übrigen. Die sehr frischen, im durchgehenden Lichte farblosen, schwach licht- und doppeltbrechenden Individuen zeigen keine Spur von Pleochroismus.

Unter den farbigen Gemengtheilen ist der hellgelbe bis rothbraune Biotit am zahlreichsten vertreten, der in unregelmässig begrenzten Blättchen ausgebildet ist. Seine Individuen sind meist ein wenig grösser als die der übrigen das Gestein aufbauenden Mineralien. Der Axenwinkel des Biotits ist sehr klein, die Dispersion ist $\rho < \upsilon$. Nicht ganz so reichlich ist ein farbloser bis schwach röthlicher Augit vorhanden, der in stark resorbirten, allotriomorphen Körnchen ausgebildet ist. Die Auslöschungsschiefe zu den prismatischen Spaltrissen ist meist sehr gross, in zufälligen Schnitten war $c : c =$ bis zu 40°. Hie und da finden sich die Augitkörnchen in grösserer Menge zusammengehäuft und sind dann stets umgeben von einem Kranze von Biotit und auch untermengt mit Biotitblättchen und Eisenerzkörnchen. Eisenerze, Magnetit und Ilmenit betheiligen sich reichlich in Form von grösseren, stets unregelmässig begrenzten Körnern am Aufbau des Gesteins. Apatit ist in grosser Menge in idiomorphen, lang säulenförmigen Krystallen entwickelt, welche stets ganz erfüllt sind von schwarzem, mikrolithischem Staube unbestimmbarer Natur. In sehr geringer Menge findet sich Titanit vor, dessen Krystalle jeder regelmässigen Begrenzung entbehren und zwischen farblos und schwach röthlich pleochroitisch sind.

Die allotriomorphe Entwicklung beinahe aller Gemengtheile, welche bienenwabenförmig aneinander gefügt sind, lässt die Entstehung des Gesteins durch Contactmetamorphose erkennen. Die Mehrzahl der Mineralien scheint neugebildet oder umkrystallisirt zu

Digitized by Google

sein, wahrscheinlich bilden jedoch die Augitkörner Reste von ursprünglichen, im Gestein vorhanden gewesenen, grösseren Augitkrystallen, und es ist demnach anzunehmen, dass das Gestein ursprünglich als Eruptiv, vielleicht als ein Diabas, gebildet wurde.

Cordieritführende Hornfelse sind uns mehrfach aus der petrographischen Literatur bekannt. A. Pelikan[1]) schildert einen Cordierit-Glimmerhornfels vom Monte Doja in der Adamellogruppe, welcher Cordierit als Einsprenglinge in einer Grundmasse von Biotit, Rutil, Turmalin, Plagioklas und Orthoklas enthält. Pelikan hält den ungewissen Ursprung des Gesteins jedoch für nicht eruptiv. Einen ähnlichen Hyperthen-Cordierithornfels beschreibt W. Ramsay[2]) unbestimmten Ursprungs aus dem Contacthofe des Nephelinsyenits von Umptek auf der Halbinsel Kola.

D. Diabaseinschlüsse im Bostonitporphyre.

In dem nahe dem Rande des Massivs auftretenden Bostonitporphyre der Foia (siehe pag. 247) kommen, wie bereits an betreffender Stelle erwähnt, Diabaseinschlüsse vor. Dieselben bestehen aus dunklen rundlichen Gesteinsbruchstücken, welche durchschnittlich höchstens 5—6 Millimeter im Durchmesser besitzen. Diese Gesteinsbruchstücke sind hauptsächlich zusammengesetzt aus einem Gewebe von idiomorphen Plagioklasleistchen (Andesin), zwischen welchen sich reichlich allotriomorphe Schüppchen eines grünen Glimmers, Magnetit und auch etwas Chlorit vorfinden. Ausserdem sind auch grössere idiomorphe Einsprenglinge etwa von der Krystallumgrenzung des Augits vorhanden, welche ganz erfüllt sind von Schüppchen grünen Glimmers, Chlorit und Magnetit, so dass von der ursprünglichen Mineralsubstanz nichts mehr vorhanden ist. Auch hier hat sich also die Metamorphose des Diabases mit Beibehaltung der ophitischen Structur vollzogen.

---

[1]) A. Pelikan, Ein neues Cordieritgestein vom Monte Doja in der Adamellogruppe. T. M. P. M., Bd. XII, 1891, pag. 156.

[2]) W. Ramsay, Das Nephelinsyenitgebiet auf der Halbinsel Kola. Fennia 11, Nr. 2, pag. 51, Helsingfors 1894.

Digitized by Google

Zusammenfassung.

Der Eläolithsyenit der Serra de Monchique gehört zu jenem Typus, welchen Rosenbusch in der III. Auflage seiner Physiographie als den Foiaittypus bezeichnet. Für denselben ist der Reichthum an Feldspath und die granitoide oder trachytoide Structur charakteristisch.

Die Unterabtheilung der Pyroxen- und Amphibolfoiaite, welche Rosenbusch weiterhin vorschlägt, lässt sich mit den geologischen Verhältnissen gut in Einklang bringen. Will man nach dem Verhältnis von Feldspath zu Nephelin eine weitere Unterabtheilung schaffen, was jedenfalls nicht unberechtigt ist, so lassen sich die nephelinärmsten bis fast nephelinfreien Partien der Foia dem Pulaskit (in nicht porphyrischer Ausbildung), dem sogenannten blauen Granit angliedern, mit welchem sowohl Mineralbestand, als auch chemische Zusammensetzung fast vollständig übereinstimmen. Es würde demnach die räumliche Vertheilung der verschiedenen Gesteinsvarietäten die folgende sein: Die Picota besteht bis auf die Contactgrenzen aus nephelinreichem Pyroxen-Foiait (Rosenbusch's), der nur selten und ganz untergeordnet, nie in idiomorphen Krystallen, Hornblende führt. Die Structur dieser Gesteinsmassen ist grobkörnig granitoid; nur ausnahmsweise tritt an einzelnen Stellen porphyrische Structur, verbunden mit fluidaler Parallelanordnung der Feldspathe auf. Die Massen der Foia sind nephelinärmer bis fast nephelinfrei (pulaskitisch) und bestehen aus Amphibol- und Amphibol-Biotit-Foiait, sowie in den nephelinärmsten Gliedern (z. B. bei Moita) aus typischem Pulaskit. Zwar fehlt auch hier der Aegirinaugit nicht, aber arfvedsonitähnliche Hornblende ist als charakteristischer Bestandtheil verbreitet und daneben tritt vielfach reichlich Biotit auf. Die Gesteine sind mittel- bis feinkörnig, bald granitoid (Moita), bald trachytoid (Foiakamm).

Am endomorphen Contact tritt entweder Glimmerfoiait auf, in welchem die anderen dunklen Mineralien mit Ausnahme des Glimmers und Magnetits verschwinden, oder der Aegirinaugit des gewöhnlichen Pyroxensyenits ist ersetzt durch Aegirin. Gleichzeitig finden sich am Contact häufig Låvenit, seltener Pyrrhit, Spinell und Turmalin. Die Structur ist unmittelbar am Contact trachytoid bei feinem Korn; weiter entfernt leitet porphyrische Entwicklung mit wenig Einspreng-

Digitized by Google

lingen in feinkörniger Grundmasse zur normalen, grobkörnigen Gesteinsentwicklung über. Den gleichen Mineralbestand und die gleichen Structurverhältnisse zeigen die feinkörnigen Schlieren; nur sind unter ihnen Aegirin-Låvenit und Aegirin-Alkalihornblende-Låvenit führende Gesteine herrschend; reine Glimmergesteine kommen unter den Schlieren nicht vor.

In dem ganzen Massive treten in nicht geringer Menge Ganggesteine auf, deren vorherrschende Streichrichtungen N.—S., NO.—SW., NW.—SO. sind. Diese Ganggesteine, welche sehr verschiedenartige Typen umfassen, bilden eine ziemlich vollständige Reihe complementärer Glieder von genetisch mit dem Eläolithsyenit eng verbundenen Spaltungsproducten. Das sauerste Glied dieser Reihe ist ein Bostonitporphyr, welcher ausserordentlich reich an Feldspatheinsprenglingen und quarzfrei ist. Er ist meist stark zersetzt und dann violett gefärbt; an einer Stelle enthält er kleine Bruchstücke von Diabas eingeschlossen. Sehr häufig finden sich Tinguaite sowohl an der Foia, als an der Picota. Unter ihnen ist in seiner Ausbildung besonders eigenthümlich ein am Südabhange der Picota zwischen Fornalhas und Casa Branca auftretender Leucittinguaitvitrophyr, welcher ursprünglich glasig erstarrt und nachträglich entglast zu sein scheint. Nur durch seine chemische Beschaffenheit, nicht durch seinen Mineralbestand lässt sich die Natur des Gesteins erkennen. Im übrigen kann man die Tinguaite ihrer mineralogischen Natur nach in Aegirin-Tinguaite und Aegirin-Glimmertinguaite eintheilen. Die ersteren sind grünlich gefärbt und treten ausschliesslich an der Foia auf, während die letzteren, meist von schwarzgrauer Farbe, fast ausschliesslich an der Picota vorkommen; nur ein glimmerhaltiger Aegirintinguait wurde am Gipfel der Foia beobachtet. Unter allen Ganggesteinen dem Haupttypus des Eläolithsyenits (Picotasyenits) am nächsten steht ein am Nordabhange der Picota gangartig aufsetzender Eläolithsyenitporphyr. Den Uebergang zu der basischen Gruppe der Ganggesteine bildet ein camptonitischer Tinguait, der am Südostabhange der Picota bei Corte Grande ansteht. Das Gestein nimmt sowohl seiner mineralogischen als auch seiner chemischen Beschaffenheit nach eine Mittelstellung zwischen Tinguaiten und Camptoniten ein. Ihm nahe verwandt, doch sich wohl näher den eigentlichen Tinguaiten anschliessend ist ein am Nordabhang am Wege zwischen Monchique und Alferce beobachteter biotitführender

Digitized by Google

Tinguaitporphyr. Die basischen Glieder der Ganggesteinsreihe werden von den camptonitisch-monchiquitischen Gesteinen gebildet. Zu ihnen gehören der am Südabhange der Picota, in der Nähe von Fornalhas auftretende Nephelintephrit, der Nephelinbasanit nahe dem Gipfel der Picota, ferner die Monchiquite und Camptonite im engeren Sinne, welche an den Abhängen der Picota, besonders den südlichen sehr zahlreich in schmalen Gängen den Eläolithsyenit durchschwärmen. Unter ihnen wurden ein Amphibolmonchiquit und ein Fourchit, beide ursprünglich Leucit führend und ein Amphibol-Biotitcamptonit und ein Ouachitit beobachtet.

Das Eläolithsyenitmassiv ist umgeben von Sedimentgesteinen, Grauwacken und Thonschiefern, welche nach älteren Angaben (K. v. Seebach) dem Kulm angehören. Unmittelbar am Eruptivmassiv sind diese Sedimente contactmetamorphosirt, wie das von uns fast in der ganzen Ausdehnung des Nordrandes und an mehreren Stellen des Südrandes constatirt wurde. Vermuthlich bildet die Contactzone einen Gürtel um das ganze Massiv herum. Genauer wurde der Contacthof an drei Stellen von uns untersucht: 1. bei den Bauernhöfen von Chilrao am Nordwestfusse der Foia; 2. wenig nördlich vom Berge Peso, nördlich von Monchique und 3. bei Caldas de Monchique. Die hier angetroffenen, metamorphosirten Gesteine sind veränderte quarzitische Grauwacke, schwarze Hornfelse und Knotenthonschiefer. Ausser den umgewandelten Sedimenten wurden auch stellenweise metamorphosirte Eruptivgesteine am Rande des Massivs beobachtet. Zwei dieser Gesteine erwiesen sich deutlich als Diabashornfelse, und zeigen auch beide noch deutlich die ophitische Structur des ehemaligen Diabases. Der eine wurde auf dem Gipfel der Foia an losen, in situ liegenden Blöcken geschlagen, der andere bei Caldas de Monchique anstehend angetroffen. Ein Cordierit-Glimmerhornfels, welcher am Südabhange der Picota als Einschluss im Eläolithsyenit sich findet, ist vermuthlich auch aus Diabas hervorgegangen.

Dieses Gestein zeichnet sich durch sehr hohen Cordieritgehalt aus; dieses Mineral macht mehr als die Hälfte der farblosen Bestandtheile aus, der Rest ist trikliner und monokliner Feldspath. Die Summe der farblosen Mineralien ist ungefähr gleich der der farbigen, welche aus Biotit, Augit und Eisenerz bestehen. In dieselbe Kategorie mit den Diabashornfelsen sind die im Bostonitporphyre

Digitized by Google

der Foia vorkommenden, umgewandelten Diabaseinschlüsse zu stellen.

Fasst man die Gesteine der Serra de Monchique ihren chemischen Beziehungen nach zusammen, so erhält man eine ähnliche Reihe wie bei anderen Eläolithsyenitmassiven, ausgehend von den sauersten, den Ganggesteinen der Bostonite und Tinguaite zu den kieselsäure-ärmsten, den Ganggesteinen der Monchiquit-Camptonitreihe und den basischen Ausscheidungen. Auffallen könnte nur der grosse Abstand im Kieselsäuregehalt zwischen den basischsten Gängen und der teschenitischen Ausscheidung. Doch ist dazu zu bemerken, dass lange nicht alle monchiquitisch-camptonitischen Ganggesteine analysirt wurden, und dass es sehr wohl möglich, ja wahrscheinlich ist, dass durch diese die Lücke zwischen Nephelintephrit und Teschenit ausgefüllt werden würde. Wenn man sich ein Bild von den Altersverhältnissen der verschiedenen Gesteine machen will, so würde dies sich etwa folgendermassen gestalten: Als ältester Theil des Gebirges ist die in der Tiefe erstarrte Hauptmasse der Picota zu betrachten. Sie bildet wahrscheinlich auch in der Tiefe unter der Foia die Hauptmasse des Gesteins, während die höheren Theile der Foia ein infolge der Contactnähe schon etwas differenzirtes, saureres Glied der Gesteinsreihe darstellen. Ein ähnliches Spaltungsproduct, welches seinem chemischen Bestande nach dem Hauptgestein näher steht, stellen in kleinerem Masstabe die sauren Schlieren an der Picota dar. Diesen sauren Differenzirungsproducten entsprechen als spätere Nachschübe — wie sich das aus den Structurverhältnissen ergibt — die Tinguaite. Als basische Spaltungsglieder, welche in bedeutender Tiefe erstarrten, sind die theralithischen Gesteine (Essexit und Teschenit) zu betrachten. Diesen grossen, basischen Ausscheidungen entsprechen als spätere Nachschübe die Gesteine der Monchiquit-Camptonitreihe, welche nach Analogie anderer Massive, wie auch nach Analogie des Altersverhältnisses von Apliten und Minetten zu einander, wohl als jünger zu betrachten sind als die Tinguaite, obgleich in der Serra de Monchique ein directer Anhaltspunkt für diese Annahme nicht vorliegt. Dass auch die basischen Gänge nicht vollkommen gleichaltrig sind, beweist die einmal beobachtete Durchsetzung und Verwerfung eines basischen Ganges durch einen anderen.

Digitized by Google

Analysen der Monchique-Gesteine.

	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.	XI.
SiO_2 =	53·95	54·61	60·42	56·67	58·89	55·90	53·21	51·94	48·05	49·67	41·80
TiO_2 =	1·03	0·09	—	0·24	—	1·45	0·35	3·30	2·60	?	4·14
Al_2O_3 =	21·78	22·07	19·23	22·42	19·67	19·00	22·02	16·66	18·65	17·99	14·56
Fe_2O_3 =	0·62	2·33	0·63	1·82	1·79	2·05	4·18	3·68	2·90	13·06	6·09
FeO =	2·55	2·50	3·19	0·80	1.23	2·54		2·68	4·70		6·41
MnO =	0·15		—	Spur	0·59	0·28	0·42	0·20	0·28	—	—
MgO =	0·54	0·88	0·67	1·33	0·17	1·10	0·91	3·81	2·28	3·06	4·66
CaO =	1·93	2·51	1·73	0·28	1·31	3·12	1·33	4·81	7·50	6·63	14·87
K_2O =	7·02	5·46	6·88	7·32	11·00	5·41	6·41	5·63	5·16	2·62	1·94
Na_2O =	8·61	7·58	6·99	8·52	4·41	8·49	10·37	7·53	6·19	6·21	4·25
H_2O =	2·30	1·13	1·74	1·18	1·11	—	0·81	0·58	—	0·86	1·18
P_2O_5 =	Spur	0·15	—	0·01	—	—	—	—	—	—	0·52
CO_2 =	—	—	—	—	—	Verh. n. best.	—	—	Verh. n. best.	—	0·40
Cl =	Spur	—	—	Spur	—	—	—	—	—	—	—
Li =	Spur	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	100·48	99·31	101·48	100·59	100·17	99·34	100·01	100·82	98·31	100·10	100·82

I. Haupttypus der Picota von Cerro da Posada.
II. Haupttypus der Picota von Barranco do Banho, Caldas.
III. Haupttypus der Foia von Moita.
IV. Saure Schliere im Picotasyenit; Weg Monchique Caldas.
V. Leucititvitrophyr zwischen Fornalhas und Casa branca, Picota: Südostabhang.
VI. Aegiringlimmertinguait, Hauptgipfel der Foia.
VII. Tinguaitporphyr, Hauptgipfel der Foia.
VIII. Camptonitischer Tinguait von Corte Grande; Südostabhang der Picota.
IX. Nephelintephrit; Südabhang der Picota bei Fornalhas.
X. Basische Ausscheidung zwischen Monchique und Caldas: Essexit.
XI. „ „ „ „ „ „ : Teschenit.

Die vorliegende Arbeit kann nicht als in allen Punkten abschliessend betrachtet werden, einmal weil die Zeit zur Untersuchung im Felde verhältnismässig kurz war, dann auch weil Zweifel, die sich im Lauf der petrographischen Untersuchung aufdrängten, nicht durch eine erneute Prüfung der geologischen Verhältnisse gelöst werden konnten. Es dürfte daher eine genaue Aufnahme des Gebietes in grösserem Masstabe für die Geologen Portugals eine dankenswerte Aufgabe bleiben. Die vorstehende Untersuchung wurde von dem einen von uns (Kraatz) im geologisch-mineralogischen Institut der Universität Heidelberg, von dem andern (Hackman) im mineralogisch-geologischen Institut der Universität Helsingfors ausgeführt. Wir danken auch an dieser Stelle Herrn Geheimrath Professor Dr. H. Rosenbusch für die liebenswürdige Förderung unseres Unternehmens.

Digitized by Google

XV. Gesteine der Columbretes.

Von **F. Becke.**

(Fortsetzung.)

(Mit 3 Figuren im Texte.)

2. Die Basaltischen Gesteine von Columbrete grande.

Die basaltischen Gesteine der Columbretes-Insel wurden schon von P. Antonio Vicent S. J. als Feldspathbasalte richtig erkannt und beschrieben.

Die mir vorliegenden Proben bestehen theils aus Stücken von schlackiger oder blasiger Textur, wie sie als lose Auswürflinge oder an der Oberfläche von Lavaströmen vorzukommen pflegen, theils haben sie den Charakter von Bruchstücken compacten Gesteins, wie sie in den Brockentuffen gewöhnlich vorkommen.

Nach der von Sr. kais. Hoheit gegebenen Beschreibung und den beigegebenen Abbildungen stammen die schlackigen Stücke mit der Fundortsbezeichnung Señoreta und Columbrete grande von dem Rest einer nun in einzelne Felsklippen aufgelösten Lavadecke, welche die seltsamen Felsen von Mancolibre, Señoreta und El Mascarat sowie das Südende der Hauptinsel zusammensetzt, und auf kratereinwärts fallenden Schichten eines gelblichbraunen palogonitischen Tuffes aufruht. Es stellt dieses Gestein also jedenfalls eines der jüngsten Eruptionsproducte der Inselgruppe dar.

Das Gestein entspricht ziemlich gut der von P. Vicent gegebenen Beschreibung. Es ist sehr dunkel, blauschwarz gefärbt, grob- bis feinblasig; mit freiem Auge erkennt man nur ab und zu kleine Olivinkörnchen oder Augitkryställchen.

Im Dünnschliff hat man in einer reichlichen durch zahllose Magnetitkörnchen fast undurchsichtigen Grundmasse Einsprenglinge von Olivin, Augit und Plagioklas.

Die oft sehr scharf ausgebildeten Olivinkrystalle sind — wie gewöhnlich in Basalten — tafelförmig nach (010) und zeigen die Formen (110), (210) und (021). Die farblosen Durchschnitte enthalten spärlich Picotit-Oktaëderchen und sind in den meisten Stücken absolut frei von Umwandlungserscheinungen.

Digitized by Google

Der Augit erscheint sehr licht grau gefärbt, fast farblos. Die Form ist die kurzer gedrungener Säulen mit den gewöhnlichen Flächen. Im polarisirten Lichte erkennt man in den meisten Schnitten deutliche Sanduhrstructur, mit welcher bei den grösseren Krystallen noch Zonenstructur verknüpft ist. Die optischen Eigenschaften sind die des gewöhnlichen basaltischen Augites. Die Auslöschungsschiefe cc ist in Schnitten nach (010) stets grösser als 45°, für rothe Strahlen merklich kleiner als für blaue und im Anwachskegel der Pyramide um 4—5° kleiner als im Anwachskegel der verticalen Flächen. Der Winkel der optischen Axen ist nicht sehr gross (es wurde bestimmt $2V \leqq 52°$). In den zonal gebauten Schnitten nimmt die Färbung und die Auslöschungsschiefe cc nach aussen zu. Die der Verticalaxe näherliegende Axe B ist stärker dispergirt als die durch die Querfläche sichtbare Axe A, die Dispersion ist $\varrho < v$ um c.

Der Plagioklas erscheint in schmal tafelförmigen Krystallen, welche oft die durch Vorwalten von P und x bedingte spitzrhombische Form oder rectanguläre nach a gestreckte Säulen mit nahe quadratischem Querschnitt erkennen lassen. Nach der Methode der conjugirten Auslöschungsschiefen in Doppelzwillingen sowie in Schnitten nach der Fläche M lassen sich die Einsprenglinge als Bytownit bestimmen. (P. Vicent gibt Anorthit an.) Eine sehr schmale Aussenzone hat die Orientirung von Labrador. Die quadratischen Querschnitte der nach a gestreckten Säulen haben stark schiefe Auslöschungen.

Es wurden folgende Auslöschungen bestimmt:

An Doppelzwillingen	(1)	−12°	−14°	−17°
	(1′)	+16°		+15°
	(2)	−37°	−41°	−41°
	(2′)	+44°	+41°	+40°

Schnitt nach M ($Px = 52{\cdot}5°$) Auslöschungsschiefe gegen P im Kern . . . . . − 22°,
sehr schmale Hülle . . . . . − 14°.
Ein zweites Exemplar Auslöschungsschiefe gegen P . . . − 29°.
Karlsbader Zwilling nach M getroffen ($P_1 : P_2$ gemessen 54°)
Winkel der a entsprechenden Auslöschungsrichtung im Kern 79°,
in der schmalen äusseren Hülle . . . . . 87°.
An nahezu quadratischen Ausschnitten wurde bestimmt a' entsprechende Auslöschungsschiefe gegen M . . . . . − 34°.

Digitized by Google

Die reichlich vorhandene Grundmasse zeigt hyalopilitische Structur. In farbloser Basis liegen zahllose Körnchen von Magnetit, Feldspathleisten und Augitsäulchen, stellenweise von ausserordentlicher Kleinheit und so dicht gehäuft, dass die Grundmasse nur in den dünnen Schichten, welche keilförmig angeschnittene Feldspathe unter- oder überlagern, völlig aufgelöst werden kann.

Bemerkenswerth ist, dass hie und da in der Grundmasse kleinste Olivine auftreten. In einem der Schliffe, wo die Feldspathleisten etwas grösser waren, erreichte die Auslöschungsschiefe der nach *a* gestreckten Durchschnitte 15—20°, wonach man auf Labrador schliessen muss.

Eine Analyse des schlackigen Basaltes von Señoreta ergab Herrn Pfohl:

SiO_2	47·54%
TiO_2	Spur
Al_2O_3	17·70 „
Fe_2O_3	5·19 „
FeO	6·20 „
MgO	5·94 „
CaO	9·12 „
Na_2O	4·01 „
K_2O	1·43 „
H_2O	0·72 „
P_2O_5	0·62 „
CO_2	0·10 „
Cl	0·07 „
SO_3	Spur
	98·64%

Specifisches Gewicht 2·79

Den compacten Basalten, welche in Blöcken im Tuff von Columbrete grande vorkommen, mangeln die deutlichen Plagioklas-Einsprenglinge. Nur Augit und Olivin treten in grösseren Krystallen auf.

In dem einen der untersuchten Handstücke (Nr. 24) ist der Olivin in Krystallen vorhanden, welche nach der *a*-Axe gestreckt sind. Vom Rande und von Sprüngen her ist der Olivin in ein stark doppelbrechendes Mineral von gelbgrüner Farbe umgewandelt. Es

Digitized by Google

bildet häufig homoaxe Pseudomorphosen, besitzt vollkommene Spaltbarkeit, welche der Querfläche des Olivin parallel geht, löscht gleichzeitig mit den Olivinresten aus, wenn solche vorhanden sind, und die Axe grösster Elasticität ist senkrecht zur Spaltbarkeit orientirt (Aehnlichkeit mit Glimmer!). Da diese Richtung beim Olivin c entspricht, erscheint das Neubildungsproduct in allen Schnitten entgegengesetzt orientirt wie der Olivin. Dieses Mineral scheint mit dem Iddingsit amerikanischer Forscher identisch oder nahe verwandt zu sein.

Der Augit zeigt hier die zart violettrosa Farbentöne, die man so häufig bei basaltischen Augiten antrifft. Grössere Krystalle sind ziemlich selten und zeigen dann nach aussen zunehmende Färbung und Auslöschungsschiefe. Erst in dieser intensiver gefärbten Hülle differenziren sich deutlich die Anwachskegel der verticalen und der Pyramidenflächen. Mit der Zuhnahme der Färbung ist eine Verkleinerung des Axenwinkels verbunden. ($2V = 37°$ im Kern, $35°$ in der Hülle.) Dispersion der Axen und Mittellinien folgt den früher angegebenen Regeln.

Die Grundmasse ist reich an ziemlich gut entwickelten Feldspathmikrolithen; die 30° stark überschreitenden Auslöschungsschiefen symmetrisch auslöschender Zwillingslamellen weisen auf basischen Labrador. Die grösseren zeigen merkliche Zonenstructur mit nach aussen abnehmender Auslöschungsschiefe. Augit zeigt sich reichlich in scharfen Kryställchen mit schöner Sanduhrstructur, optisch mit der dunklen Hülle der Einsprenglinge übereinstimmend (Nr. 24); in einem anderen Handstück (Nr. 18), das feldspathreicher, augitärmer ist, tritt der Augit in unregelmässigen Körnerhäufchen zwischen den gut krystallisirten Feldspathstrahlen auf.

Magnetit ist in Form kleiner Kryställchen reichlich eingestreut.

In Nr. 24 ist noch in ziemlicher Menge eine farblose Basis vorhanden; in Nr. 18 ist dieselbe grossentheils in ein wirrfaseriges Mineral verwandelt, das sich in Bezug auf optische Orientirung ähnlich verhält wie das Neubildungsproduct der Olivinpseudomorphosen. In diesem Gestein finden sich nicht selten in der Grundmasse verstreut kleine xenomorphe Biotitblättchen.

Im ganzen entsprechen diese Basalte ziemlich gut dem normalen „siebengebirgischen Typus“ der Feldspathbasalte.

Digitized by Google

Palagonitischer Tuff.

Sehr viele Stücke von Columbrete grande, Señoreta (ein einziges nach der Etikette von Bauzà stammend) bestehen aus losen Auswürflingen (Lapilli, Sand, vulcanischer Asche), die durch ein Cement, hervorgegangen aus der Veränderung der Glasmasse der Auswürflinge, verkittet sind. Die Auswürflinge sind von verschiedenen Dimensionen, wallnuss- bis hanfkorngross; sie bestehen in den untersuchten Stücken aus einem braunen, durch Salzsäure nicht merklich zersetzbaren Glas mit eichlichen Krystallen von Olivin, Augit und kleinen Feldspathleisten, die optisch als Bytownit bestimmt wurden.

Nach der von Zirkel vorgeschlagenen Nomenclatur würden die vorliegenden Tuffe als palagonitische Hyalomelantuffe zu bezeichnen sein.

Die kleinen Einsprenglinge stimmen nach ihrem optischen Verhalten und ihren Formen ganz mit den entsprechenden des schlackigen Basaltes überein.

Das allgemeine Bild palagonitischer Tuffe wurde schon so häufig beschrieben, dass nur einige Bemerkungen über das Bindemittel Platz finden mögen, welches die einzelnen Lapilli verkittet. Dasselbe hat eine intensiv gelbe, etwas in's Grünliche spielende Farbe und lässt deutlich die Zusammensetzung aus zwei verschiedenen Substanzen erkennen.

1. Die eine ist deutlich faserig. Sie bildet den Aussenrand der Lapilli und kleidet die runden Poren derselben mit einer dünnen Lage aus. Sie ist schwächer lichtbrechend als Canadabalsam, zeigt aber eine starke Doppelbrechung, die Längsrichtung der Fasern entspricht c.

2. Das zweite ist ein porodines, structurloses Silicat, gelb gefärbt, stärker lichtbrechend als das Fasermineral, aber merklich schwächer als die Glasbasis der Lapilli. Es bildet unregelmässige Flecken innerhalb der von der Faserzone unschlossenen Lapilli und stellt ein Umwandlungsproduct der Glasbasis dar.

Ferner findet man in den Lücken zwischen den einzelnen Lapilli: Calcit in grösseren Individuen; Zeolithe, die mindestens zwei verschiedenen Typen angehören, von denen einer durch radialfaserige Textur, gerade Auslöschung und positiven Charakter der Faser-

Digitized by Google

richtung sehr ausgezeichnet ist; endlich Opal, der in farblosen traubigen Krusten am Rande der Calcitdurchschnitte auftritt und durch seine schwache Lichtbrechung sich bemerkbar macht.

---

3. Discussion der chemischen Zusammensetzung.

Die Gesteine der Columbretes geben ein gutes Beispiel für die Gauverwandtschaft (Lang), Consanguinity (Iddings) oder die Zugehörigkeit zu einer „petrographischen Provinz" (Judd).

Mineralogisch gibt sie sich insbesondere in den trachytischen Gesteinen (im weiteren Sinne) auffällig kund, indem die Einsprenglinge von natronreichem Sanidin, Plagioklas und basaltischer Hornblende in allen diesen Gesteinen wiederkehren und nur in den Mengenverhältnissen variiren. Qualitative Unterschiede treten erst in der Grundmasse hervor (Oligoklas + Sanidin + Nephelin beim trachytischen Phonolith, Oligoklas + Sanidin + Leucit beim tephritischen Trachyt, Oligoklas + Glas [+ Leucit] bei der tephritischen Trachyt-Lava). Erst in dem basischesten Glied der Reihe greift dann mit dem Eintreten des Olivin eine einschneidende Aenderung der mineralogischen Zusammensetzung Platz.

Diese Zusammengehörigkeit der Gesteine macht sich auch bei einem genaueren Studium der chemischen Zusammensetzung geltend.

In der folgenden Tabelle I sind die 5 Analysen von Columbretesgesteinen nochmals zusammengestellt; alle sind vom selben Analytiker, Herrn R. Pfohl nach gleicher Methode ausgeführt und somit im strengsten Sinne vergleichbar,

I. trachytischer Phonolith, Forodada,
II. tephritischer Trachyt, Bauzá,
III. tephritische Trachyt-Lava, Forodada,
IV. homoeogener Einschluss im tephritischen Trachyt, Ferrera,
V. Feldspathbasaltlava, Señoreta.

In der Tabelle II sind für dieselben Gesteine die nach Rosenbusch's Vorschlag[1]) auf 100 umgerechneten Metallatomverhältnisse zusammengestellt.

---

[1]) Ueber die chemischen Beziehungen der Eruptivgesteine. Diese Mittheil. XI, pag. 144.

Digitized by Google

Tabelle I.

	I	II	III	IV	V
SiO_2	55·93	53·12	56·19	46·39	47·54
TiO_2	0·42	0·25	0·57	0·72	Spur
Al_2O_3	21·83	20·48	20·25	19·03	17·70
Fe_2O_3	3·62	5·13	2·76	9·79	5·19
FeO	0·34	1·50	2·32	0·96	6·20
MgO	0·61	1·88	1·12	5·33	5·94
CaO	2·54	4·29	4·30	7·02	9·12
Na_2O	7·84	6·20	6·33	5·47	4·01
K_2O	6·01	4·88	4·19	2·47	1·43
H_2O	0·72	2·25	0·65	2·04	0·72
P_2O_5	0·22	0·43	0·54	0·88	0·62
SO_3	0·08	0·14	0·16	0·47	Spur
CO_2	0·03	—	—	0·26	0·10
Cl	0·51	0·28	0·09	0·38	0·07
Summe	101·17	100·59	99·47	101·21	98·64
Specifisches Gewicht	2·62	2·67	2·67	2·78	2·79

Tabelle II.

	I	II	III	IV	V
Si	50·2	49·1	51·9	43·5	45·0
Ti	0·3	0·2	0·4	0·5	—
Al	23·1	22·3	22·1	21·0	19·7
Fe	2·7	4·7	3·7	7·6	8·6
Mg	0·8	2·6	1·5	7·5	8·4
Ca	2·4	4·2	4·3	7·0	9·3
Na	13·6	11·1	11·4	9·9	7·3
K	6·9	5·8	4·7	3·0	1·7

Betrachtet man die Zahlen der Tabelle II von den Gesichtspunkten, die Rosenbusch l. c. geltend gemacht hat, so ergibt sich Folgendes:

I entspricht ziemlich gut den φ-Magmen, doch ist der Gehalt an Ca etwas hoch; eine Erscheinung, die bei trachytischen Phonolithen gewöhnlich gefunden wird.

II und III nehmen unter mehreren Rosenbusch'schen Magmen eine vermittelnde Stellung ein; für γ und δ ist Si zu niedrig, für ψ die Alkalimetalle zu hoch; am nächsten kommen sie den

Digitized by Google

ϑ-Magmen, doch ist für diese *Al* noch zu niedrig, da bei diesen nach Rosenbusch *Si* nicht genügen soll, um *Al* nach Art der Kerne $R'AlSi_2$ und $CaAl_2Si_4$ zu binden; mit anderen Worten, *Si* sinkt unter 2 *Al* herab. Dies ist nun bei II und III noch nicht der Fall, aber man sieht, dass die Zahlen sich diesem Verhältnis nähern. Die ϑ-Magmen Rosenbusch's entsprechen einem nicht häufig vorkommenden Grenzfall.

IV ist ein ganz eigenartiges Gebilde, das zwischen basischen δ-Magmen und ϑ-Magmen die Mitte hält. Wie erwähnt, ist es fraglich, ob diesen Gebilden, die als Einschlüsse in einem mit II verwandten Gestein auftreten, die Natur eines selbständigen Gesteines zukommt.

V entspricht ziemlich gut einem etwas alkalireichen ψ-Magma.

Graphische Darstellung der chemischen Zusammensetzung.

Anschaulicher als durch die Zahlenvergleiche lassen sich die Beziehungen der Columbretesgesteine untereinander und ihre Beziehungen zu anderen Gesteinen durch eine graphische Darstellung klar machen. Seit ich, angeregt durch die classischen Abhandlungen H. Rosenbusch's[1]) und J. P. Iddings'[2]), sowie durch die in diesen Mittheilungen publicirten Studien H. O. Lang's[3]), dem chemischen Bestand der Eruptivgesteine meine Aufmerksamkeit zuwandte, war es mein Bestreben, die unzweifelhaft vorhandenen Gesetzmässigkeiten durch ein graphisches Verfahren mir selbst klar zu machen. Iddings hat bereits eine solche graphische Darstellung gewählt, um die Gauverwandtschaft der zusammengehörigen Gesteine eines Eruptionsherdes zu veranschaulichen. Von ihm entlehne ich den Gedanken, den Gehalt an verschiedenen Elementen als Function eines anderen Stoffes darzustellen. Nur möchte ich glauben, dass *Si* nicht das geeignetste Glied ist, um als unabhängige Variable zu dienen. Der Gehalt an *Si* variirt im ganzen in relativ engeren Grenzen als manche anderen Elemente. Auch möchte ich der Meinung Lang's[4]) beistimmen, dass für die mineralogische Zu-

[1]) l. c.

[2]) J. P. Iddings, The origin of igneous rocks. Bull. Phil. Soc., Wash Vol. 12.

[3]) H. O. Lang, Ordnung der Eruptivgesteine nach ihrem chem. Bestande. Diese Mittheil. XII, 199. Beiträge zur Systematik der Eruptivgesteine. Diese Mittheil. XIII, 115.

[4]) l. c. diese Mittheil. XII, 206.

Digitized by Google

sammensetzung eines Gesteines das Verhältnis der „Feldspathbasen" $Ca:Na:K$ noch wichtiger ist als die Höhe des Kieselsäuregehaltes. Auch Rosenbusch hat in seiner Abhandlung dieses Verhältnis als ersten Eintheilungsgrund gewählt.

Abweichend von Lang verwende ich aber nicht die Procent-, sondern die Atomzahlen; dass dies der einzige richtige Weg ist, um zu einer tieferen Einsicht zu kommen, haben schon die älteren Forscher anerkannt, indem sie die „Sauerstoffverhältnisse" zur Grundlage des Vergleiches machten, die ja im Grunde nichts sind als Aequivalentzahlen. Dass ich den Atomzahlen vor den von Iddings gewählten Molecularverhältniszahlen den Vorzug gebe, hat einen doppelten Grund: einen äusseren, indem ich in meinen ersten Versuchen von Rosenbusch's Abhandlung ausging, und einen inneren, weil die Verhältnisse der Alkalien zum Kalk einen grösseren Spielraum durchlaufen, wenn man die Atomzahlen wählt.

Die Benützung des Verhältnisses $Ca:Na:K$ als unabhängige Variable bei einer graphischen Darstellung der Gesteins-Analysen wurde mir aber insbesondere durch das Schema nahegelegt, welches H. O. Lang zur Darstellung der Verwandtschaftsbeziehungen seiner „Typen" benützt hat[1]) und welches seither Brögger[2]) in ähnlicher Weise verwendete.

In einem gleichseitigen Dreieck werden die Gesteinsgruppen so angeordnet, dass in die drei Ecken die an K, an Na, an Ca reichsten Gesteine kommen, in die Mitte Gesteine, bei welchen der Gehalt an diesen drei Stoffen ungefähr gleich ist. Die übrigen ordnen sich je nach ihrem Gehalt zwischen die so fixirten.

Dieser gewiss treffliche Gedanke ist einer mathematischen Behandlung fähig. Wenn wir festsetzen, dass in die drei Eckpunkte — in Wirklichkeit nie vorhandene — Magmen gelegt werden, welche von Feldspathbasen blos Ca, blos Na, blos K enthalten, ferner in die Mitte solche Magmen, in denen $Ca = Na = K$, so kann jedem durch irgend drei Zahlen $Ca:Na:K$ ausgedrückten Verhältnis ein bestimmter Punkt des Dreieckes zugeordnet werden. Wir wollen

[1]) l. c. diese Mittheil. XIII, 160.

[2]) Vergleiche W. C. Brögger, Die Eruptivgesteine des Christianiagebietes. II. Die Eruptionsfolge der triadischen Eruptivgesteine bei Predazzo in Südtirol. Videnskabssels Kabels Skrifter, I. Mathematisk-naturv. Klasse. 1895, Nr. 7, 55.

Digitized by Google

diese dem Verhältnis $Ca:Na:K$ zugeordneten Punkte als Analysenorte bezeichnen.

Es ist nun zunächst die Aufgabe zu lösen, den Analysenort für eine gegebene Analyse zu finden. In den Mittelpunkt des gleichseitigen Dreieckes legen wir den o-Punkt eines Coordinatensystems, ferner legen wir eine Axe durch die Mitte und das K-Eck, eine zweite durch die Mitte und das Na-Eck. Bezeichnen wir die Coordinaten eines Analysenortes vom Mittelpunkt gegen das K-Eck mit k, gegen das Na-Eck mit n, so gelten, wofern das Verhältnis der Feldspathbasen durch $Ca:Na:K$ ausgedrückt wird, folgende Gleichungen:

$$n = \frac{Na - Ca}{Ca + Na + K} \qquad k = \frac{K - Ca}{Ca + Na + K}$$

Den Beweis für die Richtigkeit dieser Beziehung zu geben, ist hier nicht nöthig. Die Beziehung zwischen n und k einerseits, dem Verhältnis $Ca:Na:K$ anderseits ist dieselbe wie zwischen den Miller'schen Indices hkl einer Krystallfläche im Octanten 100:010:001 und den Goldschmidt'schen Symbolen pq in gnomonischer Projection auf (111).[1])

Die wirkliche Eintragung der so gefundenen Coordinaten würde ein Coordinatenpapier erfordern, dessen Linien sich unter 60° schneiden. Trägt man aber die gefundenen Coordinaten in gewöhnliches Millimeterpapier mit rechtwinkligen Axen, so bleiben alle Beziehungen die gleichen, nur erfüllen die Analysenorte anstatt eines gleichseitigen Dreieckes ein gleichschenkeliges mit dem Ca-Eck am Scheitel. Die Verzerrung, welche durch diese homogene Deformation herbeigeführt wird, fällt nicht in's Gewicht gegenüber dem Vortheil, das leicht zu beschaffende Millimeterpapier verwenden zu können.

Durch die K- und die Na-Axe, sowie durch die Höhenlinie des gleichschenkligen Dreieckes zerfällt dasselbe in 6 kleinere Dreiecksfelder, für welche folgende Verhältnisse der Feldspathbasen charakteristisch sind:

1. $K > Na > Ca$; $+k > +n$; Kalinatronfeld.
2. $Na > K > Ca$; $+k < +n$; Natronkalifeld.
3. $Na > Ca > K$; $-k + n$; Natronkalkfeld.
4. $Ca > Na > K$; $-k > -n$; Kalknatronfeld.
5. $Ca > K > Na$; $-k < -n$; Kalkkalifeld.
6. $K > Ca > Na$; $+k - n$; Kalikalkfeld.

[1]) Siehe V. Goldschmidt, Index der Krystallformen. I, pag. 45.

Digitized by Google

Durch die Ermittlung des Analysenortes im Dreieckfelde ist aber erst drei Bestandtheilen des Gesteines Rechnung getragen. Dieses Dreiecksfeld kann nun aber zur Basis für die Eintragung der übrigen 4 wichtigen Elemente genommen werden. Denken wir uns in den Analysenorten Senkrechte errichtet und auf diesen die Atomzahlen für *SiAlMgFe* aufgetragen, so erhalten wir eine graphische Darstellung der Gesteinszusammensetzung im Raume. In dieser Darstellung erscheinen die Gehalte von *Si* etc. in ihrer Abhängigkeit von dem zu Grunde gelegten Verhältnis $Ca : Na : K$. Man erhält aber auf diese Art überdies noch einen Anhaltspunkt für die Mengen von $Ca + Na + K$, indem die Summe der für *SiAlMgFe* eingetragenen Ordinaten die Summe $Ca + Na + K$ zu 100 ergänzt. Bei dem Umstand, dass *Si* unter den 4 übrigen Elementen überwiegt, braucht man indessen meist blos die Höhe von *Si* zu berücksichtigen: je höher *Si*, desto kleiner die Summe $Ca + Na + K$.

Diese räumliche Darstellung lässt nun Beziehungen im chemischen Bestande der Gesteine in weitaus vielseitigerer Weise überschauen als jede andere der bisher versuchten graphischen Darstellungen.

Um diese Beziehungen sich nicht nur vorstellen zu können, sondern auch dem Auge anschaulich vorzuführen, ist es aber weiter erforderlich, auch noch die Gehalte an *SiAlFeMg* auf einer Ebene abzubilden. Zu diesem Zwecke denke man sich die in den Analysenorten des Dreieckfeldes errichteten Ordinaten alle auf eine Ebene projicirt, welche längs der Höhenlinie des gleichschenkligen Dreiecks senkrecht auf demselben errichtet wurde. Diese Ebene nennen wir das Verticalfeld.

Im Verticalfeld erscheinen dann die Gehalte an *SiAlFeMg* als Ordinaten in ihrer Abhängigkeit von einer Abscisse, die der Zahl $\frac{Ca}{Ca + Na + K}$ proportional ist. Nimmt man als Einheit für diese Abscisse $\sqrt{2}$, so lässt sich diese *Ca*-Abscisse aus n und k folgendermassen ermitteln:

$$a = \frac{1}{2}\left[1 - (n + k)\right]$$

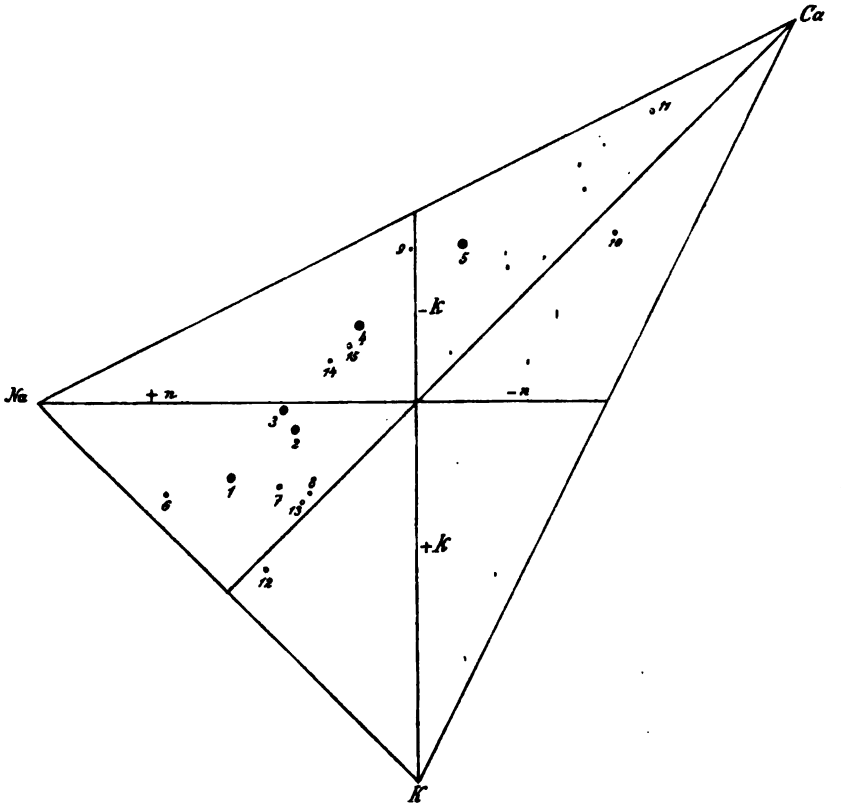
Die Grösse a ist dann an den Diagonalen des Millimeterpapieres direct abzulesen.

In den beistehenden Figuren ist diese Construction für die die 5 analysirten Columbretesgesteine durchgeführt. Und zwar gibt

Digitized by Google

Fig. 1 in den starken schwarzen Punkten die Analysenorte. Man sieht, dass 1, 2 und 3 in das Natronkalifeld fallen, die letzten beiden aber hart an die Grenze des Natronkalkfeldes, in dem 4 gelegen ist. 5 liegt im Kalknatronfeld. Die mit kleineren Punkten bezeichneten Analysenorte werden später erläutert werden. Fig. 2 gibt im Verti-

Fig. 1.

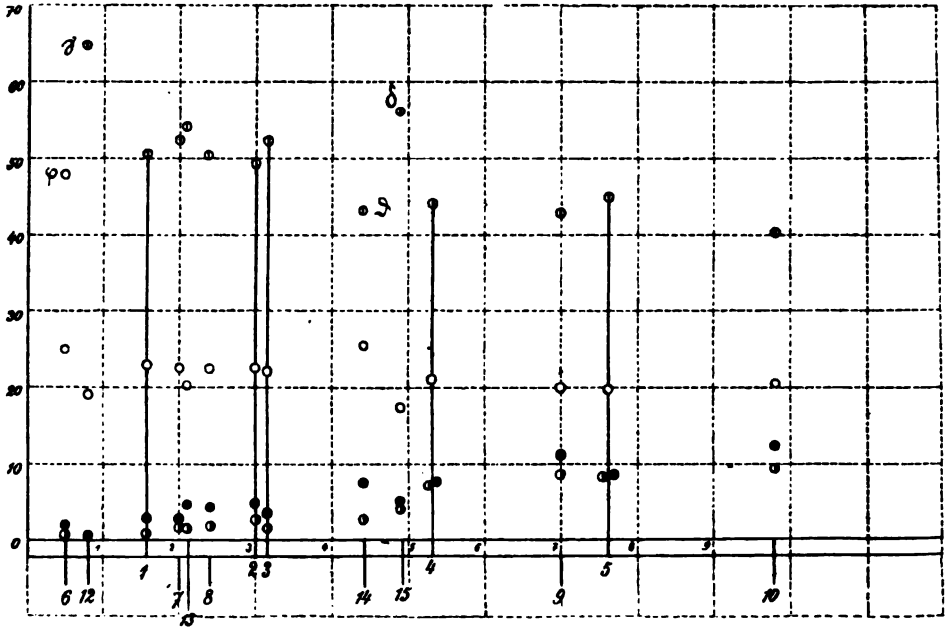


calfeld die Analysen derselben 5 Gesteine in den ausgezogenen Linien. Es wurde nicht das ganze Verticalfeld abgebildet, sondern nur der Theil, in welchem die verglichenen Analysen sich projiciren. Die Ziffern an der Abscisse geben die Grösse von *a* gemäss der oben angeschriebenen Formel. Der Endpunkt der Abscisse im *Ca*-Eck würde bei 1·5 liegen. Die Höhen der Ordinaten sind, und zwar *Si*

Digitized by Google

durch einen Kreis mit einem Verticalstrich, *Al* durch einen leeren, *Fe* durch einen vollen, *Mg* durch einen schwarz-weissen Kreis bezeichnet. Zu *Si* ist *Ti* hinzugezählt.

Fig. 2.



Vergleich mit Rosenbusch's typischen Magmen.

Die graphische Darstellung kann nun dazu verwendet werden, die Beziehungen der Columbretesgesteine zu typischen Vertretern der Rosenbusch'schen Magmen zu prüfen.

Die Analysenorte der φ- und γ-Magmen fallen im Dreiecksfeld ziemlich übereinander, ebenso die δ- und ϑ-, die ψ- und π-Magmen. Und zwar nehmen φ und γ die der *K-Na*-Linie zunächst liegenden Partien der Felder 1 und 2 ein. Im allgemeinen fallen die φ-Magmen zumeist in das Feld 2, γ erstreckt sich über 1 und 2. Sie unterscheiden sich vornehmlich durch den *Si*-Gehalt, was im Verticalbild zum Ausdruck kommt. Als typische Repräsentanten sind abgebildet [1]:

[1]) Die Analysenzahlen der hier angeführten Gesteine folgen weiter unten in Tabellenform.

Digitized by Google

6. Phonolith von Monte Ferru, Doelter, Denkschriften der Wiener Akademie **39**, 22. 1878, für φ.

12. Liparit. Obsidian, Parmarola, Capo Vardella, Doelter, Denkschriften der Wiener Akademie, **36**, 28. 1875, für γ.

Zum Zwecke des weiteren Vergleiches ist ausser dem extrem sauren γ-Magma auch noch ein typischer Trachyt aus der Reihe der von Rosenbusch ausgewählten Analysen dargestellt:

13. Trachyt, Bolsena, Steinbruch Massini, G. vom Rath, Z. D. G. G., 1868, XX, 291. Rosenbusch, l. c. Nr. XXXIX.

Die δ- und ϑ-Magmen schliessen sich im Dreiecksfelde an die Analysenorte für γ und φ an; sie liegen meist im Dreiecksfelde 3 und in den an das Centrum grenzenden Antheilen der Felder 2 und 4, seltener 1, 5 und 6.

Als Beispiel für δ- und ϑ-Magmen sind in den Figuren 1 und 2 eingetragen:

14. Nephelintephrit, Pico da Cruz, S. Antao, Doelter, Die Capverden, 1882, pag. 35 (Kertscher), vergl. Rosenbusch, l. c. Nr. LVI.

15. Pyroxen-Andesit, Vulcan von Pasto, Lava von 1869, unterster Theil, Küch, Columbia, Nr. XIII, pag. 141.

Die ϑ-Magmen verhalten sich zu δ genau so wie φ zu γ; denkt man sich in der räumlichen Darstellung die Enden der *Si*-Ordinaten durch eine Fläche verbunden, so würde die *Si*-Fläche der γ- und δ-Magmen ein oberes, die *Si*-Fläche der φ- und ϑ-Magmen ein unteres Niveau einnehmen. Berücksichtigt man die *Si*-reichsten γ- und δ-Magmen, die *Si*-ärmsten φ- und ϑ-Magmen, so ergibt sich, dass in beiden Gruppen das *Si*-Niveau gegen das *Ca*-Eck zu sinkt, aber das obere der γ- und δ-Magmen stärker als das untere. Zwischen den beiden Grenzflächen liegt eine breite Schichte, welche die Variabilität des *Si*-Gehaltes bei demselben Verhältnis von $Ca : Na : K$ darstellt.

H. O. Lang hat offenbar dieses Verhältnis im Auge gehabt, als er zwischen gesättigten und ungesättigten Magmen unterschied. Er hat wohl im allgemeinen ganz Recht, wenn er annimmt, dass „Feldspathvertreter" (Leucit, Nephelin und Verwandte) nur in den ungesättigten, d. h. *Si*-armen Magmen sich bilden können.[1])

[1]) l. c. diese Mitth., Bd. XII, pag. 122.

Digitized by Google

Nach dieser Abschweifung kehren wir zu der letzten Gruppe der Rosenbusch'schen Magmen zurück, den ψ- und π-Magmen. Diese liegen alle in den Dreicksfeldern 4 und 5, und zwar die grosse Mehrzahl in 4. Die π-Magmen näher am *Ca*-Eck, doch vielfach sich auch mit den ψ-Magmen überdeckend. Zwischen diesen beiden ist es nun nicht mehr möglich, nach dem *Si*-Niveau zu unterscheiden. Der Unterschied der ψ- und π-Magmen liegt nicht im *Si*-Gehalt, sondern in dem von Rosenbusch betonten Antagonismus von *Al* und *Mg*. Die π-Magmen haben ein höheres *Mg*-, ein niederes *Al*-Niveau, die ψ-Magmen umgekehrt.

Zwar ist das *Si*-Niveau auch hier beträchtlich variabel und bei denjenigen Magmen, die sich geologisch an die φ- und ϑ-Magmen anschliessen, im allgemeinen niederer als bei den mit γ- und δ-Magmen verknüpften. Die Analyse 5 der Feldspathbasaltlava von Señoreta kann als ein guter Repräsentant dieser *Si*-ärmeren ψ-Magmen gelten.

Uebrigens soll nicht verschwiegen werden, dass für diese Gruppe von Gesteinen die graphische Darstellung im $Ca : Na : K$-Feld von minderer Bedeutung erscheint, und dass man für diese alkaliarmen Gesteine vielleicht zweckmässiger als Grundlage das Verhältnis $Al : Fe : Mg$ oder ein ähnliches nehmen könnte.

Bezüglich der Gesteine 2 und 3 lehrt nun der Vergleich mit den typischen Vertretern der Rosenbusch'schen Magmen die Richtigkeit der Behauptung, dass dieselben zwischen den Trachyten und den typischen ϑ-Magmen stehen, und rechtfertigt somit die Bezeichnung „tephritischer Trachyt“.[1]) Es dürfte auch gerechtfertigt erscheinen, dass diese Gesteine trotz des stark hervortretenden Gehaltes an Plagioklas und Hornblende nicht zu den andesitischen Trachyten gerechnet wurden. Die Vertreter dieser Gruppe haben ein höheres *Si*- und ein niederes *Al*-Niveau bei ähnlich hoher Abscisse. Dagegen kommt den phonolithischen Trachyten Rosenbusch's

[1]) Gleichberechtigt wäre nach dem chemischen Bilde die Bezeichnung „trachytischer Tephrit“. In der französischen Nomenclatur würden diese Gesteine als Leucotephrite à Sanidine bezeichnet werden. Der Grund, weshalb ich mich nicht entschliessen konnte, die Gesteine der Tephritgruppe einzuverleiben, liegt in dem Vorwalten des Sanidins unter den Einsprenglingen und dem trachytischen Habitus. Die phonolithoiden Tephrite, die ähnliche Zusammensetzung haben (im böhmischen Mittelgebirge sind solche nicht selten), haben einen anderen Habitus und entbehren nie der charakteristischen Einsprenglinge aus der Hauyngruppe.

Digitized by Google

wohl eine niedrigere Abscisse und im Dreiecksfeld ein näher an die *Na-K*-Linie gerückter Analysenort zu. Sie würden mit ihrer *Si*-Ordinate zwischen die mit φ und γ bezeichneten Analysen 6 und 13 sich einschieben.

Auch die Stellung von Analyse 1 (trachytischer Phonolith) lässt die Beziehung dieses Gesteins zu den typischen Phonolithen und Trachyten gut hervortreten. Eine ähnliche Stellung kommt auch vielen der böhmischen Phonolithe zu.

Analyse 4 erweist sich als ein ganz abnormer Typus. Nach dem Analysenort im Dreiecksfeld, sowie nach der Ordinate für *Si* und *Al* im Verticalbild würde sich dieses Gebilde annähernd zwischen basische Andesite und Tephrit einstellen. Doch bewirkt der hohe *Mg*-Gehalt eine bemerkenswerte Abweichung, welche wohl damit zusammenhängt, dass wir es hier mit einem Differenziationsproduct zu thun haben, in welchem *Mg*-reiche Bestandtheile auffallend angehäuft sind.

Analyse 5 lässt erkennen, wie ein analoger Process schliesslich zu einem basaltischen Gestein führen kann. Analyse 5 zeigt die in 4 begonnene Veränderung weiter fortgeführt: Anreicherung an *Mg* und *Fe* bei gleichzeitiger Steigerung von *Ca*, und Hand in Hand damit Abnahme von *Al*. Für diese Auffassung erscheint nur *Si* in 4 ein wenig zu niedrig. Doch ist zu bemerken, dass in diesem Gestein die Imprägnation mit Meersalzen den grössten Betrag erreichte, wodurch natürlich *Ca* und *Na* gehoben, *Si* relativ vermindert wird.

Graphischer Ausdruck der Gauverwandtschaft.

Wenn man für eine grössere Anzahl von Analysen verschiedener Herkunft die Analysenorte in das Dreiecksfeld einträgt, so ergibt sich, dass dieselben nicht gleichmässig über die 6 Dreiecksfelder vertheilt sind. Die grosse Mehrzahl fällt in die Felder 2, 3, 4. Weniger Analysenorte fallen in das Feld 1, noch seltener sind sie in Feld 5, am seltensten in Feld 6.

Trägt man Analysenorte aus einem zusammengehörigen Eruptivgebiet ein, so zeigt sich in der Regel, dass die Verstreuung eine geringere wird und in vielen Fällen beobachtet man, dass die Analysenorte sich längs eines Streifens zusammendrängen, der irgendwo in den Feldern 1 oder 2 beginnt und gegen das *Ca*-Eck hinzieht.

Digitized by Google

Diese streifenweise Anordnung scheint nach meinen bisherigen Erfahrungen, die noch nicht als abgeschlossen angesehen werden können, bei Analysen, die vom selben Analytiker herstammen, deutlicher zu sein. Einzelne aberrante Analysen kommen aber überall vor.

Entspricht diese Anordnung in einem Streifen der Wirklichkeit, so würde sie besagen, dass bei der Differenzirung innerhalb eines Magmabassins das Verhältnis von *Ca* zu den Alkalimetallen stärker verändert wird als das Verhältnis von *K* und *Na* zu einander. In manchen Fällen beobachtet man aber deutlich, dass der Streifen sich mit der Annäherung an die *K*-*Na*-Linie gegen das *K*-Eck umbiegt, was besagen würde, dass bei einer Differenzirung, durch welche die Alkalien im Magma angereichert werden, gleichzeitig *K* gegen *Na* mehr hervortritt. Damit ist dann häufig eine merkliche Zunahme des *Si* verbunden. In Fig. 1 tritt diese reihenweise Anordnung bei den Analysen 1—5 deutlich hervor; das Umschwenken gegen das *K*-Eck ist nur schwach angedeutet, ebenso ist die Zunahme der *Si*-Ordinate nur schwach.

Man kann diese reihenweise Anordnung zahlenmässig darstellen, indem man die Punkte ermittelt, in denen eine durch den Streifen der Analysenorte gezogene Linie die *K*- und *Na*-Axe schneidet. Die folgenden Zahlen wurden so für eine Anzahl von Eruptivgebieten ermittelt, in denen die Reihung deutlich hervortrat.

	Es wird geschnitten die *Na*-Axe	die *K*-Axe
Columbretesgesteine	$n = +0{\cdot}3$	$k = -0{\cdot}3$
Columbianische Andesite und Dacite nach Küch	$+0{\cdot}33$	$-0{\cdot}33$
Gesteine von Electric Peak nach Iddings	$+0{\cdot}35$	$-0{\cdot}25$
Abnormale Gesteine von Absaroka range nach Iddings	$+0{\cdot}1$	$-0{\cdot}1$
Gesteine des böhmischen Mittelgebirges	$+0{\cdot}25$	$-0{\cdot}25$
Vesuvlaven	$-0{\cdot}15$	$+0{\cdot}2$

Die Verticalfelder solcher Eruptivgebiete unterscheiden sich meist sehr deutlich von einander. Im Verticalbild einer Reihe von Analysen gauverwandter Gesteine liegen die Ordinaten der verschiedenen Stoffe in einem stetigen

Digitized by Google

Niveau, welches viel geringere Schwankungen nach auf- und abwärts erkennen lässt, als wenn Gesteine von verschiedenen petrographischen Provinzen verglichen werden. Diese charakteristischen Niveaux sind für die einzelnen Eruptivgebiete verschieden.

Bei den Columbretesgesteinen tritt dies sowohl beim *Si* als beim *Al* recht auffällig zu Tage. In denselben Abscissen lägen beispielsweise die *Si*-Ordinaten der von Küch zusammengestellten Analysen columbianischer Gesteine (Dacite und Andesite) viel höher, die *Al*-Ordinaten niedriger; ebenso verhalten sich die Gesteine von Electric Peak nach Iddings, die ungarisch-siebenbürgischen Gesteine u. s. f. Dagegen geben die Gesteine von Absaroka range (Iddings), die Gesteine des böhmischen Mittelgebirges u. A. ähnliche Niveaux wie die Columbretesgruppe. Eine auffallende Aehnlichkeit fand ich aber bei dem Vergleich der Columbretesgesteine mit denen vom Mte. Ferru auf Sardinien. Doelter verdankt man eine ziemliche Reihe von Analysen dieses Gebietes. Es sind die folgenden:

6. Phonolith, Mte. Ferru, Doelter, Die Producte des Vulcans Mte. Ferru auf Sardinien, Druckschr. d. Wiener Akad., **39**, 1878, pag. 22, bereits als Typus für das φ-Magma angeführt.
7. Sanidin-Plagioklas-Trachyt, ebendas., pag. 11.
8. Sanidin-Augit-Trachyt, ebendas., pag. 14.
9. Olivin-Plagioklas-Basalt (Feldspathbasalt) von S. Lenardo, ebendas., pag. 30.
10. Leucitbasalt von Scanu, ebendas., pag. 40.
11. Olivinfreier Plagioklas-Basalt, zwischen Macomer und Bosore, ebendas., pag. 26.

Diese, sowie die früher zum Vergleich herangezogenen Analysen 12 bis 15 sind in Tabelle III, ihre auf 100 umgerechneten Metallatomzahlen in Tabelle IV zusammengestellt (vergl. pag. 326).

Die Analysenorte dieser Gesteine sind in Fig. 1 durch kleinere Kreise und die hinzugesetzten Ziffern bezeichnet. In Fig. 2 sind nur die Verticalbilder der Analysen 6—10 eingetragen; 11 fällt stark aus der Reihe heraus und hat als extrem alkaliarmes Gestein für die Vergleichung mit Columbretes keine Bedeutung. Wie man sieht, fallen die *Si*- und *Al*-Ordinaten von Columbretes und Mt. Ferru ziemlich gut in dasselbe Niveau. In der basischen Reihe treten aber bemerkenswerte Unterschiede hervor: in Columbretes ist *Mg* nahe

Digitized by Google

Tabelle III.

	6.	7.	8.	9.	10.	11.	12.	13.	14.	15.
SiO_2	53·95	57·01	55·11	45·51	42·30	52·27	70·01	59·2	47·4	61·26
Al_2O_3	23·82	20·81	20·91	18·01	18·22	21·01	17·63	18·6	23·7	16·15
Fe_2O_3	2·68	4·13	6·11	15·75	17·30	9·10	0·56	—	6·8	4·39
FeO	—	—	—	—	—	—	—	6·1	3·5	2·66
MnO	Sp.	—	—	—	Sp.	Sp.	—	—	—	—
MgO	0·55	1·23	1·21	5·99	6·66	5·22	0 11	1·1	2·0	2·91
CaO	0·99	2·91	3·54	8·11	11·01	9·18	0·81	3·0	6·5	5·75
Na_2O	10·03	5·92	5·31	4·60	1·31	2·15	3·92	4·9	6·4	4·93
K_2O	5·79	6·30	7·52	0·88	2·93	0·65	6·55	6·7	3·3	2·65
H_2O	1·89	1·41	1·04	0·92	0·55	0·91	0·54	1·1	1·7	0·15
SO_3	Sp.	—	—	—	—	—	—	—	—	—
P_2O_5	—	—	—	—	Sp.	—	—	—	—	—
	99·70	99·72	100·75	99·77	100·28	100·49	100·13	100·7	101·3	100·85

Tabelle IV.

	6.	7.	8.	9.	10.	11.	12.	13.	14.	15.
Si	47·9	52·3	50·2	42·9	40·4	50·3	64·6	54·2	43·1	56·1
Al	24·9	22·4	22·4	20·0	20·5	23·8	19·2	20·1	25·4	17·4
Fe	1·8	2·8	4·1	11·1	12·4	6·6	0·4	4·7	7·3	5·0
Mg	0·7	1·7	1·7	8·4	9·5	7·5	0·2	1·5	2·7	4·0
Ca	0·9	2·9	3·5	8·2	11·2	9·4	0·8	2·9	6·3	5·7
Na	17·2	10·5	9·4	8·3	2·4	2·0	7·0	8·7	11·3	8·7
K	6·6	7·4	8·7	1·1	3·6	0·4	7·8	7·9	3·9	3·1

Digitized by Google

$= Fe$; am Mt. Ferru stets $Mg < Fe$. Insbesondere die beiden Trachyte 7 und 8 lassen eine grosse Aehnlichkeit mit den trachytischen Gesteinen von Columbretes erkennen; doch liegen ihre Analysenorte näher an dem Kalinatronfeld, was auf einen höheren Sanidingehalt, resp. grösseren Kalireichthum des monoklinen Feldspathes bei den sardischen Gesteinen hindeutet.

Es ist in dieser Abhandlung nicht der Ort, alle Consequenzen zu verfolgen, die sich aus einer derartigen graphischen Darstellung der Gesteinzusammensetzung ergeben. Ich glaube aber, dass sie zur Darstellung der Gauverwandtschaft, zu Zwecken des Vergleiches und auch als Hilfsmittel bei der Systematik der Gesteine nützlich sein dürfte. Ich hoffe Gelegenheit zu haben, die Resultate, die sich aus einer vollständigeren Anwendung dieses Hilfsmittels auf die verfügbaren Gesteinsanalysen ergeben, einmal eingehender darzulegen. Hier wollte ich nur die Anwendung in einem speciellen Falle demonstriren.

---

4. Anhang.

Einiges über die Beziehung von Pyroxen und Amphibol in den Gesteinen.[1]

Bei einer übersichtlichen Betrachtung der Erstarrungsgesteine zeigen sich zwischen diesen beiden Mineralgruppen sehr mannigfache und zum Theil scheinbar widersprechende Altersbeziehungen. Schon vor mehr als einem Decennium habe ich gelegentlich auf den Gegensatz hingewiesen, der diesbezüglich zwischen den körnigen Massengesteinen und den vulcanischen Gesteinen (damals wurde gesagt älteren und jüngeren Eruptivgesteinen) festzustellen ist.[2]

In vielen Gesteinen von granitischer Textur (Syenite, Augit-Diorite, Monzonite, Teschenite, gewisse Gabbroarten) ist Pyroxen

---

[1]) Das Wesentliche dieser Auseinandersetzungen wurde in der Monatsversammlung des deutschen naturwissenschaftlich-medicinischen Vereines für Böhmen, „Lotos" am 2. Mai 1896 vorgetragen. Während der Correctur erhielt ich durch die Freundlichkeit des Autors: Ernst Esch, Die Gesteine der Ecuatorianischen Ost-Cordillere. Die Berge des Ibarra-Beckens und der Cayambe. Inaugural-Dissertation, Berlin 1896, welcher das hier erörterte Problem pag. 26 ff. im selben Sinne behandelt und durch Experimente die auch von mir verfochtene Ansicht stützt.

[2]) Vergleiche diese Mittheil., V, pag. 171.

Digitized by Google

das ältere Glied, und bildet Kerne innerhalb der Hornblendekrystalle. Bisweilen wird man zu der Annahme einer einfachen Fortwachsung der Augitkrystalle als Hornblende geführt[1]), bisweilen wird man zu der Annahme genöthigt, dass der Ausscheidung von Hornblende eine Resorption des Augits vorangegangen oder mit ihr verbunden gewesen sei.[2]) Solche Umbildungen erfolgen allerdings häufig „secundär" nach erfolgter Erstarrung des Gesteines (Uralit, schilfige Hornblende, Smaragdit), aber in vielen Fällen kann man diese metamorphe Hornblende deutlich unterscheiden von der im Laufe der Erstarrung des Gesteins auf Kosten des Pyroxens gebildeten magmatischen.

Umgekehrt findet man in vielen porphyrischen Gesteinen Augit auf Kosten der älteren Einsprenglinge von Hornblende gebildet, und der oft beschriebene Corrosionssaum der Hornblende in Trachyten, Phonolithen, Tephriten, Andesiten, Basalten besteht in der Regel neben Magnetit und anderen Nebenproducten zum grossen Theil aus homoax aus der Hornblende hervorspriessenden Augit-Kryställchen. Auch in den Columbretesgesteinen ist die Erscheinung schön zu sehen und ist pag. 170 dieses Bandes beschrieben worden.

Mit dieser Umwandlungserscheinung beschäftigt sich eingehend eine ausführliche Abhandlung von Henry S. Washington[3]), die mir erst bekannt wurde, als der grösste Theil der vorliegenden Arbeit schon niedergeschrieben war. Mit den meisten Ausführungen des Verfassers bin ich völlig einverstanden, so namentlich auch mit seiner Ansicht, dass man die Umwandlung von Hornblende in Pyroxen und Magnetit nicht so sehr als eine Auflösung (= Verflüssigung) der Hornblende und darauf folgende Wiederauskrystallisirung von

---

[1]) Vergleiche zum Beispiel Rohrbach, Ueber die Eruptivgesteine der schles.-mährischen Kreideformation. Diese Mittheil., VII, pag. 25.

[2]) Die letztere Erscheinung ist so häufig, dass es kaum nöthig ist, besondere Beispiele anzuführen. Vergleiche die Angaben bei Rosenbusch, Physiographie der Massengesteine, Capitel Syenit, Diorit, Gabbro etc., vergleiche u. A. Martin, Gabbro von Ronsperg, diese Mittheil., XVI, pag. 105. Martin spricht zwar auch von einer gleichzeitigen Bildung von Diallag und Hornblende, aber die Art, wie insbesondere im Querschnitt (Tafel II, Figur 1) Hornblende in der Richtung der Spaltflächen des Diallag vordringt, und dort, wo sich zwei solche Richtungen treffen, anschwillt, lässt wohl den Schluss zu, dass auch hier die Hornblende auf Kosten des Diallag entstand.

[3]) The magmatic alteration of Hornblende and Biotite. The Journal of Geology. April-May 1896.

Digitized by Google

Pyroxen und Magnetit auffassen dürfe, sondern als eine Umwandlung, welche sich am starren Krystall nach Art einer paramorphen Umlagerung vollzieht, einer Anschauung, welche auch schon von anderer Seite [1]) angedeutet worden ist.

Hienach ergäbe sich als allgemeine Regel: in den Tiefengesteinen bildet sich Hornblende auf Kosten des Pyroxen, in den Ergussgesteinen Pyroxen auf Kosten der Hornblende.

Von dieser Regel gibt es eine bemerkenswerte Ausnahme. In den Eläolithsyeniten — also einem Tiefengestein — wird häufig beobachtet, dass Amphibolminerale randlich in ein ägirinreiches Gemenge umgewandelt werden. Es ist bemerkenswert, dass diese Umwandlung nur bei sehr alkalireichen Amphibolen platzgreift, und dass bei ihr jene alkalireichen und leicht schmelzbaren Pyroxene entstehen, welche in der Krystallisationsfolge eine von allen anderen Pyroxenen abweichende Stellung einnehmen, indem ihre Bildungsepoche der Schlusserstarrung des Gesteins angehört. Von dieser Ausnahme sehen wir im folgenden ab; sie vermag die oben ausgesprochene Regel nicht umzustossen, sondern nur von ihrem Geltungsbereich eine chemisch wohl charakterisirte Gesteinsgruppe auszuschliessen.

In denselben Gesteinen, in denen die älteren Hornblendeeinsprenglinge im Laufe der magmatischen Entwicklung einer Umbildung zu Pyroxen, gemengt mit anderen Mineralen, unterliegen, kommt aber bisweilen eine zweite Generation von Hornblende in winzigen, häufig xenomorphen Flittern oder Säulchen zur Entwicklung, die offenbar erst bei der Restkrystallisation der letzten Antheile der Grundmasse entsteht. Diese Flitter sind alsdann frei von Corrosionserscheinungen. Aehnliche Verhältnisse zeigen sich auch am Biotit. Die Erscheinung ist nicht gerade häufig, wie es scheint. Einige mir durch Autopsie bekannte Fälle will ich hier anführen.

In ganz auffälliger Weise finden sich corrodirte Hornblendeeinsprenglinge und nicht corrodirte Hornblendeflitter in der Grundmasse in dem tephritischen Trachyt von Bauzá (vergleiche diesen Band, pag. 167).

In den camptonitischen Ganggesteinen, welche den Granit am Südabhange des Mulatto bei Predazzo durchsetzen,

[1]) Siehe Richard Küch in W. Reiss und A. Stübel, Geologische Studien in der Republik Columbia. I. Petrographie. 1. Die vulcanischen Gesteine. Berlin 1892. Besonders pag. 56.

Digitized by Google

finden sich abgerundete, corrodirte Einsprenglinge von basaltischer Hornblende, in der Grundmasse treten kleine Säulchen von Hornblende auf, die von Biotitschuppen begleitet sind.

In einem ausgezeichneten Nephelinit, welcher deckenförmig am Himmelstein bei Warta im Duppauer Gebirge auftritt, finden sich Pseudomorphosen, die aus einem feinkörnigen Gemenge von Magnetit und Pyroxen bestehen und nur entweder auf Amphibol oder Biotit bezogen werden können. In der Grundmasse finden sich feine Flitter von Biotit.

Einen sehr typischen Fall hat jüngst Hibsch bekannt gemacht. [1]) Der Leucit-Basalt, welcher deckenförmig auf dem Dobernberg östlich von Dobern bei Tetschen a. d. Elbe auftritt, enthält grosse Biotiteinsprenglinge, welche stark corrodirt sind; im Corrosionssaume ist nur Magnetit zu erkennen. Die Grundmasse enthält zahllose frische Schüppchen von Biotit.

Versuchen wir nun, uns die Vorgänge klar zu machen, welche zu diesem scheinbar widersprechenden Verhalten führen.

Die Factoren, welche die Krystallisation des Gesteinsmagmas beeinflussen, sind: Druck, Temperatur und Zeit (Geschwindigkeit der Abkühlung). Während das Gestein von den Zuständen im Erdinneren (hoher Druck, hohe Temperatur) zu den Zuständen an der Erdoberfläche übergeht (Atmosphärendruck, niedere Temperatur), unter denen wir das Gestein erst prüfen können, durchläuft es eine Folge von Zuständen, die in einem dreiaxigen Coordinatensystem mit den Parametern: Druck, Temperatur, Zeit, als eine stetige Folge von Punkten, als eine Linie im Raume sich darstellen lassen. Von dem Einfluss der Zeit wollen wir vorläufig absehen. Die wechselnden Zustände von Druck und Temperatur lassen sich dann in einem rechtwinkeligen Coordinatensystem in einer Ebene zur Darstellung bringen.

In Fig. 3 sei t die Temperaturaxe, p die Druckaxe. Das Gestein befindet sich zuerst, so lange es als Magma innerhalb der Erdrinde

---

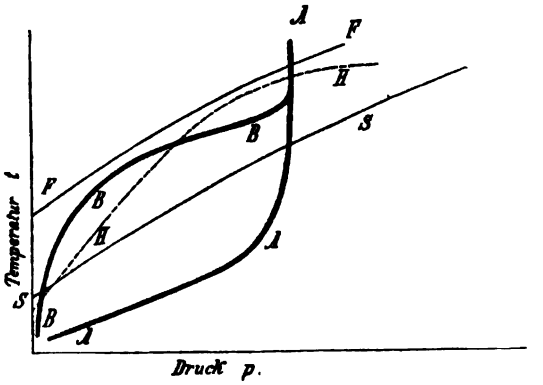
[1]) Erläuterungen zur geologischen Specialkarte des böhmischen Mittelgebirges. Blatt 1, Tetschen. Diese Mittheil. XV, pag. 256.

Digitized by Google

existirt, unter hohem Druck und unter hoher Temperatur *(A)*. Während und nach der Eruption durchläuft es eine Reihenfolge von Zuständen, die es gegen den Anfangspunkt des Coordinatensystems (Atmosphärendruck, Temperatur der Oberfläche) hinführen. Die Reihenfolge dieser Zustände wird durch eine Linie dargestellt, die von dem Anfangszustand *A* gegen den Coordinatenursprung hinführt.

Unter allen Möglichkeiten wollen wir zwei typische Fälle in's Auge fassen.

Fig. 3.



A. Das Magma bleibt unter hohem Druck und kühlt allmählich ab. Die Erstarrung des Gesteins erfolgt unter hohem Druck in der Tiefe der Erdrinde. Erst nachträglich gelangt das starre Gestein durch Veränderungen in der Erdrinde (Gebirgsbildung, Denudation) an die Erdoberfläche. Die aufeinanderfolgenden Zustände werden durch die Linie *A A* dargestellt — wir erhalten ein Tiefengestein.

B. Das Magma kühlt zunächst in der Tiefe allmählich ab, kommt dann zur Eruption in höhere Rindentheile oder an die Erdoberfläche; in diesem Falle folgt also auf die anfängliche Abkühlung bei constantem und hohem Druck eine Periode rascher Druckabnahme; hierauf folgt erst die weitere Temperaturabnahme, und die Schlusserstarrung findet unter niederem Druck statt. Die aufeinanderfolgenden Zustände werden durch die Linie *B B* repräsentirt, und diese ist charakteristisch für die Ergussgesteine.[1])

[1]) Nebenbei sei bemerkt, dass die gewählte Darstellungsart auch jener Vorstellung gerecht zu werden vermag, wonach das Erdinnere, starr durch Belastung, erst infolge von Druckverminderung eruptionsfähig wird, eine Vorstellung, welche

Digitized by Google

Wenn eine chemisch einfache Schmelze bei constantem Druck Wärme abgibt, wird zunächst die Temperatur sinken, bis der Erstarrungspunkt der Substanz erreicht ist; weitere Wärmeabgabe bewirkt dann Erstarrung, und zwar wird die Erstarrung successive in dem Masse eintreten, dass die Wärmeabgabe durch die Erstarrungswärme gedeckt wird, bis die ganze Masse erstarrt ist. Die Temperatur bleibt dabei constant auf dem Erstarrungspunkt. Erst von dem Moment, wo alles starr geworden, bewirkt weitere Wärmeentziehung ein weiteres Sinken der Temperatur.

Die natürlichen Magmen sind aber keine einfachen chemischen Substanzen, sondern Gemenge; und bei diesen wird der Vorgang etwas modificirt. [1]) Die Mischung bleibt flüssig auch bei Temperaturen, die unter dem Schmelzpunkt des strengstflüssigen Bestandtheils liegen. Und während endlich bei niederen Temperaturen Erstarrung beginnt, wird die Temperatur allmählich sinken; und erst bei einer Temperatur, welche unter Umständen beträchtlich tiefer liegen kann, als der Schmelzpunkt des leichtest schmelzbaren Bestandtheiles, wird die ganze Masse erstarrt sein. Zwischen dem ganz flüssigen und dem ganz starren Zustand liegt also bei einer gemischten Schmelze nicht ein constanter Schmelzpunkt, sondern ein grösseres oder kleineres Temperaturintervall, innerhalb dessen das Magma aus einem Gemenge flüssiger und starrer Theile besteht.

Für ein Magma von bestimmter chemischer Beschaffenheit wird es aber eine obere Temperaturgrenze F geben, oberhalb deren alles flüssig ist, und eine untere S, unterhalb deren alles starr ist. Für ein gegebenes Magma sind F und S abhängig vom Druck, und zwar müssen diese Punkte, wie man aus den Untersuchungen von Barus

---

insbesondere von Reyer eingehend behandelt wurde. Der Gang der Zustandsänderungen des Magmas würde dann an einem Punkte oben rechts von der Linie $S\,S$ beginnen und horizontal gegen A hinziehen. Ich möchte nur bemerken, dass der Eintritt einer tangentialen Spannung, die bei sich faltenden Rindentheilen den Faltungs- und Ueberschiebungsbewegungen vorangeht, auf die unterhalb liegenden Theile der Erdrinde wie eine Druckentlastung wirken muss. Damit wäre aber dann die Möglichkeit einer Verflüssigung von Rindentheilen, einer Durchschmelzung im Sinne von Suess und M. Lévy im gefalteten Gebirge einzusehen.

[1]) Vergleiche Ostwald, Lehrbuch der allgemeinen Chemie. 1891, I, V. Abschnitt, 7. Capitel, 2. Auflage.

Digitized by Google

über die Schmelzpunkte von Silicaten entnehmen kann, mit dem Druck ansteigen.[1])

In der Figur deuten *FF* und *SS* diese Curven an. Oberhalb *FF* befinden sich also Temperaturen und Drucke, bei denen das Magma ganz flüssig ist, unterhalb *SS* ist es ganz starr, im Zwischenraum besteht das Magma aus einem Gemenge fester und flüssiger Theile.

Nun zur Frage der Hornblendebildung. Es ist bekannt, dass Hornblende bei Atmosphärendruck und hoher Temperatur nicht bestandfähig ist. Schmilzt man Hornblende und lässt erstarren, so bildet sich Pyroxen neben anderen Zersetzungsproducten. Chrustschoff[2]) erhielt Hornblende in geschlossenen Gefässen bei einer Temperatur von 550° C. und Gegenwart von Wasser, hiebei musste sich ein höherer Druck entwickeln; derselbe mag ungefähr zweihundert Atmosphären betragen. Zwischen den beiden Punkten des Coordinatensystems: Druck = 1 Atmosphäre, Temperatur einer basischen Silicatschmelze (ungefähr 900—1000° C.) und: Druck = 200 Atmosphären, Temperatur 550°, müsste also eine Bestandesgrenze für die Hornblende liegen. Unterhalb derselben ist die Hornblende bestandfähig, oberhalb derselben nicht. Dass die Hornblende durch höhere Temperaturen zersetzt wird, ist wohl auch schon deshalb wahrscheinlich, weil die meisten Hornblenden einen Gehalt an in der Hitze flüchtigen Stoffen besitzen (*F*, *HO*), so dass es wohl für jeden Druck eine Temperatur gibt, bei der diese flüchtigen Stoffe entweichen, die Hornblende also zersetzt wird. Es ist wohl nicht unwahrscheinlich, dass diese Zersetzungscurve mit dem Druck ansteigt. In der Figur ist eine solche Curve eingetragen und mit *HH* bezeichnet. Ich brauche wohl nicht zu erwähnen, dass diese Curve keinen Anspruch auf eine quantitative Bedeutung macht, sondern nur qualitativ zum Ausdruck bringen will, dass die Hornblende mit steigendem Druck bei immer höheren Temperaturen bestandunfähig wird.

Die gegenseitige Lage der drei Linien *FF*, *SS*, *HH* wird nun je nach der chemischen Zusammensetzung des Magmas und nach der Natur des Hornblendeminerales eine verschiedene sein können.

---

[1]) Auf die Lage von *F*, ganz besonders aber auf die von *S* wird auch die Menge der im Magma vorhandenen Gase und Dämpfe einwirken.

[2]) Bull. de l'Acad. des Sciences. St. Pétersbourg 1890, XIII.

Digitized by Google

Wir dürfen aber mit Sicherheit schliessen, dass die Linie *HH* beim Atmosphärendruck unter der Linie *SS* für die gewöhnlichen Silicatmagmen bleibt, dass sie aber für höhere Drucke in den Raum zwischen *SS* und *FF* eintritt.

Nun verfolgen wir den Bildungsweg des Tiefengesteines. Sobald die Curve *FF* bei sinkender Temperatur passirt ist, beginnt die Erstarrung. Wenn vermöge des chemischen Bestandes *Ca-Mg*-Silicate zur Ausscheidung kommen, würde es in dem Falle, den die Zeichnung annimmt, nicht sofort zur Bildung von Hornblende kommen, es könnte aber Pyroxen aus dem Magma auskrystallisiren. Erst wenn bei weiterer Wärmeabgabe auch die Curve *HH* überschritten wurde, kann sich nun auch Hornblende bilden. Ob diese Hornblendebildung lediglich als Fortwachsung der Pyroxene oder aber unter Aufzehrung der zuerst ausgeschiedenen Pyroxenkrystalle sich einstellt, dürfte wohl zumeist vom Temperaturgefälle abhängen. Rasche Abkühlung würde wohl die einfache Fortwachsung, langsame Abkühlung die Umwandlung des Pyroxens begünstigen. Hornblende wird auch bei der Schluss-Erstarrung unter den *Ca-Mg*-Silicaten herrschen.

Anders das Ergussgestein *BB*. Die Zeichnung nimmt an, dass die Abkühlung bis zur Ueberschreitung der Hornblendecurve *HH* vorgeschritten sei. Es werden sich also neben den etwa vorhandenen Pyroxeneinsprenglingen auch schon Hornblendeeinsprenglinge gebildet haben. Wenn die Curve *FF* knapp an *HH* herantritt, kann sogar die anfängliche Ausscheidung von Pyroxen ganz unterbleiben und es können nur Hornblendeeinsprenglinge sich bilden. Nun kommt aber während des Ergusses eine rasche Druckabnahme; die Vorstellung, dass diese das Gestein dem magmatischen Zustand näher bringt, ohne dass die Temperatur eine effective Steigerung erfährt, ist wohl allen Petrographen geläufig. Sie äussert sich in der Annäherung an die Linie *FF*. Früher ausgeschiedene Krystalle werden nun eine Abschmelzung erfahren, die ja unter Umständen, wenn die Curve *FF* überschritten wird, zur völligen Auflösung der älteren Einsprenglinge führen könnte. Jedenfalls geht aber der Zustand des Magmas wieder über die Curve *HH* zurück, d. h. die Hornblende wird bestandunfähig.

Je nachdem nun der Gang von Druck und Temperatur das Magma näher oder minder nahe an die Linie *FF* führt, wird sich eine völlige Auflösung oder eine Umwandlung der Hornblende in

Digitized by Google

Augit und andere Minerale einstellen, die dem Zustand des Magmas besser angepasst sind. Erfolgt die Schlusserstarrung unter Druck- und Temperaturverhältnissen, bei denen die Hornblendecurve bereits unter *SS* herabgesunken ist, so wird die Schlusserstarrung blos Augit liefern. Es ist aber leicht verständlich, dass unter Umständen die Linie *BB*, noch bevor *SS* erreicht ist, nochmals *HH* anschneiden kann. Eine Verschiebung von *SS* nach abwärts, wie sie z. B. durch starke Durchgasung wahrscheinlich hervorgebracht würde, oder der bis zum Schluss in einer grösseren Magmamasse auf höherem Niveau erhaltene Druck würde dazu hinreichen. Damit wäre die Wiederkehr der Hornblendebildung bei der Schlusserstarrung mancher Ergussgesteine ebenfalls verständlich gemacht.

Eine besondere Erörterung verlangt noch das Ausbleiben der Corrosion und Umwandlung in glasigen Gesteinen, eine Erscheinung, welche durch viele Beobachter sichergestellt ist. Auch in den Columbretes-Gesteinen ist zu beobachten, dass die magmatische Corrosion der Amphibole in der stark glasigen tephritischen Trachytlava auf ein Minimum reducirt ist (vergl. pag. 175).

Sehr lehrreich sind in dieser Hinsicht insbesondere die Beobachtungen von Küch an den columbianischen Daciten und Andesiten. Küch beobachtete[1]), dass in Daciten, in denen die Grundmasse schlierenweise glasig und mikrofelsitisch erstarrte, die Biotite und Hornblenden, soweit sie im Glas liegen, keine Corrosion zeigen, während der Corrosionssaum in den mikrofelsitischen Schlieren merklich entwickelt ist. Dieses Verhalten wird erklärlich, wenn man sich die Natur des Silicatglases als einer überkalteten Schmelze vor Augen hält. Wäre diese Neigung zur Unterkühlung bei den Silicatschmelzen nicht vorhanden, so könnten ja überhaupt glasige Silicatgesteine nicht existiren. Das ganze Gestein befindet sich im Zustand labilen Gleichgewichtes; auch die Hornblenden. Es fehlt aber der Anstoss, der den labilen Zustand in den stabilen überführt. Sobald durch Krystallisation in der Glasmasse — und eine solche ist wohl die primäre Mikrofelsitsubstanz — der Anstoss gegeben ist, beginnt die Umlagerung auch in der Hornblende. Ist in der unterkühlten Schmelze einmal die Temperatur unter die Linie *HH* gesunken, dann unterbleibt die Umwandlung der Hornblende völlig.

---

[1]) l. c. pag. 55, 157.

Digitized by Google

Am Schlusse der Untersuchungen an den Columbretesgesteinen angelangt, erübrigt mir, Sr. kais. Hoheit dem Herrn Erzherzog Ludwig Salvator, der das kostbare und schwer zu beschaffende Material dem mineralogischen Institut der deutschen Universität in Prag überlassen hat und die Durchführung der chemischen Untersuchung durch eine Subvention ermöglichte, meinen tiefgefühlten Dank auszusprechen.

Ferner danke ich aufrichtig Herrn R. Pfohl für die sorgfältige Durchführung der Analysen.

Mineralogisches Institut der deutschen Universität Prag, Juli 1896.

Digitized by Google

XVI. Die Basalte der Steiermark.[1]

Von **Alois Sigmund.**

2. Der Nephelinit und Palagonittuff des Hochstraden.

(Mit 1 Figur im Text.)

Jenseits des Aigenbaches, welcher das Klöcher Basaltgebiet im Westen und Norden umfliesst, erhebt sich aus der Murebene ein circa 10 Kilometer langer Bergrücken, der gegen Norden allmählich an Höhe zunimmt und schliesslich zur Kuppe des Hochstraden (607 Meter) anschwillt; dann senkt sich der Kamm, biegt hakenförmig gegen Osten um und verbindet sich schliesslich mit jenem Rücken, der östlich vom Klöcher Schlossberg aus der Murniederung über Aigen in das obere Lendvathal führt.

Der Hochstradner Kogel selbst, der nach Osten umbiegende Flügel, endlich eine Reihe isolirter, in fast gleichen Intervallen von circa 1000 Schritten aufeinander folgender, kleinerer Kuppen, die auf der Kammlinie des nach Süden sich senkenden Rückens angeordnet sind, bestehen aus einem basaltischen Gestein, das stellenweise einer Tuffdecke aufgelagert erscheint.

Der Basalt folgt also einer S-förmigen Linie, welche auch auf D. Stur's geologischer Karte der Steiermark deutlich hervortritt.

Von Süden aus gezählt, reihen sich die Basaltvorkommnisse in folgender Ordnung an einander:

1. Basaltkuppe in der Gemeinde Neusetz. Steinbrüche bei den Bauernhöfen des vulgo „Setzschneider" und „Branntweiner".
2. Ober dem Dorfe Grössing. Kleine Steinbrüche im Walde links und rechts vom Kammwege.
3. Am Rosenberg (Stainzerleiten).
4. Ober dem Dorfe Frutten.
5. In der Gemeinde Stradenberg.

---

[1] Vergl. diese Mittheil., Bd. XV, pag. 361.

Digitized by Google

6. Die halb-ellipsoidische Basaltkuppe des Hochstraden. Diese fällt steil gegen Nordwesten ab; der untere Theil des bewaldeten, klippen- und schluchtenreichen Abhanges wird im Volksmunde „Die Teufelsmühle" genannt.

7. Die Basaltdecke ober dem Dorfe Waldra. Diese steht mit der Hauptkuppe in Verbindung und zweigt von derselben gegen Osten hin ab. Wie jene gegen Nordwesten, so stürzt diese Decke gegen Nordosten steil ab und bildet hier eine senkrechte, aus aufrechten, circa 20 Meter hohen und 1 Meter dicken Pfeilern bestehende Wand; an deren Fusse breitet sich ein Plateau aus, auf welchem das Dorf Waldra liegt.

In der weiten Bucht, welche von dem weniger steilen Südostabhang der Hauptkuppe und der Südseite der Wand von Waldra umschlossen wird, breitet sich ein Hochplateau aus, welches die zerstreuten Gehöfte des Dorfes Hochstraden trägt.

Ringsum lehnen sich an den Basalt Congerienschichten, welche im Westen, Süden und Südosten bis in's Thal hinabreichen. Der bogenförmige Kamm des eigentlichen Hochstraden ragt circa 70 Meter über die obere Grenze des Congerienlehms empor. Ein schmaler Gürtel sarmatischer Schichten (Hernalser Tegel und Cerithien-Sandstein) lagert am Nordwest-, Nord- und Ostfusse des Berges; diese Schichten bilden auch die Brücke zu dem Aigener Rücken.

Jene isolirten Basaltlager stecken jedoch in einer langgestreckten, neogenen Schotterfläche, welche dem vom Hochstradener Kogel nach Süden abzweigenden Rücken gerade auf dessen Kammlinie zungenförmig aufgelagert ist.

Aus den Tuffen am Hochstraden sind bisher keine Einschlüsse organischer Natur, welche einen sicheren Schluss auf die Bildungszeit derselben und somit auch auf die Eruptionszeit des Basaltes gestatten würden, bekannt geworden. Wenn jedoch der Analogieschluss zulässig ist, dass sie mit den ähnlichen, benachbarten Tuffen der Umgebung von Gleichenberg gleichalterig sind, so wäre ihre Bildung in die Zeit nach Ablagerung der sarmatischen Schichten und nach der Zeit der Eruption der Gleichenberger Augittrachyte, Andesite und Rhyolithe zu setzen. Denn in jenen Tuffen sind einmal eckige Bruchstücke von Cerithienkalk [1]) mit den typischen Leitfossilien

[1]) D. Stur, Geologie der Steiermark, pag. 614, al 5.

Digitized by Google

und Stücke der Gleichenberger Eruptivgesteine[1]) als Einschlüsse schon lange bekannt, andererseits wurde durch Stur constatirt, dass diese Tuffe z. B. in der Gegend zwischen Kapfenstein und Fehring thatsächlich auf Congerienlehm, welcher dort die Melanopsis Martiniana Fér. führt[2]), aufliegen.

Auch der weiteren Annahme Stur's, dass die Basalteruption und Bildung der Tuffe zur Zeit der Ablagerung des Belvedere-Schotters erfolgt sei, will ich nach meinen eigenen Beobachtungen nicht widersprechen, wenn ich gleichwohl hervorheben muss, dass dessen Mittheilung: die Basaltberge erschienen auf der Linie Hochstraden—Klöch mit ihren noch theilweise erhaltenen Tuffen jener Schotterfläche wie aufgesetzt[3]), einer thatsächlichen Begründung entbehrt.

Das basaltische Gestein des Hochstraden, speciell von: Waldra, Rosenberg, Hochstradener Kogel, Unter dem Hochstraden, dann die im Tuffe der Teufelsmühle eingeschlossenen Basaltstücke wurden von E. Hussak[4]) als echter Nephelinbasalt bezeichnet. Es soll im folgenden gezeigt werden, dass diese Bezeichnung höchstens für einen Punkt des Gebietes, nämlich für das Gestein des isolirten Basaltvorkommens am Rosenberg, zutrifft, während das vorherrschende Gestein nicht als Nephelinbasalt erklärt werden kann.

I. Structur und mineralogische Zusammensetzung des Nephelinits des Hochstraden.

Das Gestein ist im frischen Zustande graulichschwarz, dicht und zeigt hie und da mit freiem Auge sichtbare, circa 1·5 Millimeter lange und 0·7 Millimeter breite, schwarze Augitkrystalle. Der Bruch ist flachmuschelig. An einigen Aufschlüssen (Stainzerleiten und Steinbrüche in der Gemeinde Neusetz) trifft man im höchsten Horizonte der Basaltaufschlüsse auch eine halbverwitterte, lichtgraue,

[1]) D. Stur, Geologie der Steiermark, pag. 615, al. 1.

[2]) D. Stur, Geologie der Steiermark, pag. 615, al. 2.

[3]) D. Stur, Geologie der Steiermark, pag. 615, al. 4. — Es sind hier wohl nur jene fünf isolirten Basaltlager, die in jener oben erwähnten Schotterzunge eingeschaltet sind, gemeint.

[4]) Verh. d. k. k. geol. Reichsanst., 1880, pag. 160—162; vergl. auch C. Dölter und E. Hussak, „Ueber die Einwirkung geschmolzener Magmen auf verschiedene Mineralien" im N. J. f. M. etc., Jahrg. 1884, Bd. I, pag. 19.

Digitized by Google

dunkel gesprenkelte und höckerige Bruchflächen zeigende Varietät — Graupenbasalt.

Die mikroskopische Untersuchung sämmtlicher, den bekannten Aufschlüssen des ausgedehnten Gebietes entnommenen Gesteinsproben stellte eine überraschende Uebereinstimmung der Structur und mineralogischen Zusammensetzung derselben fest. Es ist ein Gestein mit einer halbkrystallinischen, aus Augit, Magnetit, Nephelin, Hauyn und intersertaler Basis bestehenden Grundmasse, in welcher Augitkrystalle porphyrisch ausgeschieden sind.

Der Olivin spielt im Gestein des Hochstraden eine eigenthümliche Rolle. Manche Gesteinsproben sind ganz olivinfrei, in anderen tritt er in sehr geringer Menge und da aber nicht als wirkliches, gesteinbildendes Element, sondern als Ansatz- und Resorptionscentrum der grossen Augite auf; er gehörte in diesem Falle einer sehr frühen Generation an, die später gänzlich oder grösstentheils durch das noch nicht völlig starr gewordene, sich noch spaltende Magma aufgelöst und deren Zerfällungsproducte theilweise zum Aufbau jener Augite verwendet wurden. Aus diesem Grunde und weil eine wesentliche Differenz in dem Charakter der olivinfreien und olivinführenden Varietäten nicht constatirt werden kann, ist es meines Erachtens nicht zulässig, den nicht einmal überall den Wert eines accessorischen Minerals besitzenden Olivin bei der Classification des Gesteines in Berücksichtigung zu ziehen.

Nur an einem Punkte, auf der Stainzerleiten, nehmen entweder ganz zu einem rothen Mineral umgewandelte kleine Olivinkörner oder oberflächlich umgewandelte grössere Olivine an der Gesteinsbildung einen untergeordneten Antheil, so dass man höchstens diese Varietät als Nephelinbasalt bezeichnen könnte.

Mit Rücksicht auf die mineralogische Zusammensetzung des Gesteins, welches den bei weitem grössten Theil des Basaltgebietes bildet, und das Ergebnis der chemischen Analyse des Gesteins vom Nordwestabhange der Hochstradener Kuppe ist dieses als basaltischer Nephelinit zu erklären.

Obwohl das Gestein an fast allen Punkten des Gebietes dieselbe mineralogische Zusammensetzung besitzt, also petrographisch einheitlich struirt ist, zeigen einige wesentliche Gemengtheile an verschiedenen Punkten des Gebietes doch solche charakteristische Verschiedenheiten, dass eine eingehende Behandlung jener Gemeng-

Digitized by Google

theile als angemessen erscheint. Diese Verschiedenheiten würden es beispielsweise ermöglichen, einen steirischen Basalt nicht allein als einen Basalt vom Hochstraden, sondern auch als einen Basalt von einem bestimmten Punkte dieses ausgedehnten Gebietes zu bestimmen.

Augit.

Dieses Mineral überwiegt alle anderen Gemengtheile weitaus an Menge; es bildet nicht allein den Hauptbestandtheil der Grundmasse, auch die einzigen porphyrischen Ausscheidungen gehören demselben an.

Sowohl die Grundmasse-Augite, als auch die grossen Krystalle sind gut automorph, u. zw. dicksäulenförmig entwickelt und zeigen die an den Augiten des Nephelin-Basanites von Klöch vorkommenden Tracen und Zwillingsbildungen.

Makroskopisch besitzen die grossen Augite, wie schon erwähnt, eine pechschwarze Farbe und starken Glasglanz; im Durchschnitte zeigen sie jedoch einen farblosen Kern und eine grünlichgelbe Hülle. Diese ist bei den Augiten des Südrückens (Neusetz u. s. w.) sehr dünn und, wie besonders an senkrecht zu c getroffenen Schnitten deutlich sichtbar, scharf von dem farblosen Kerne abgegrenzt. An einem Querschnitt von 1 Millimeter Durchmesser wurde die Dicke der Hülle mit 0·03 Millimeter gemessen. Die grossen Augite der Hauptkuppe und noch mehr die von Waldra besitzen eine breitere Hülle, deren Färbung allmählich von innen nach aussen zu an Intensität zunimmt.

Die Grundmasse-Augite sind durch und durch grünlichgelb; sie bildeten sich augenscheinlich aus derselben Substanz, welche zum Aufbau der Hülle der grossen Augite verwendet wurde; daraus erhellt, dass sie jünger sind als die grossen Augite und dass ihre Bildungszeit in das Ende der letzteren zu setzen ist. Die optische Untersuchung der grossen Augite ergab ähnliche Resultate, wie sie beim Klöcher Basanite gewonnen wurden.[1])

An Schnitten // (100), besonders aber // (010) erkennt man den sanduhrförmigen Bau der Augitkrystalle. Schon im einfachen Lichte unterscheiden sich die lichten Anwachskegel der Pyramiden von den dunkeln der Prismenzone. Im parallel polarisirten Lichte

[1]) Vergl. „Die Basalte der Steiermark. 1. Das Basaltgebiet von Klöch." Von Al. Sigmund. Diese Mittheilungen, 1895, XV, pag. 372—375.

Digitized by Google

erweist sich die Doppelbrechung in ersteren höher, als in letzteren. Mittels des Babinet'schen Compensators wurde die Differenz der Brechungsexponenten $\gamma - \alpha$ im Anwachskegel der Pyramide *s* und in dem des Prismas *m* bestimmt:

$$(\gamma - \alpha)_s = 0{\cdot}029$$
$$(\gamma - \alpha)_m = 0{\cdot}027$$

Die Auslöschungsschiefen wurden an im convergenten polarisirten Lichte als // oder fast // zu (010) befundenen Schnitten gemessen. Für den Augit vom Hochstraden, Teufelsmühle, betragen dieselben:

$$c\,c_k = 42^0$$
$$c\,c_s = 45^0$$
$$c\,c_m = 52^0$$

In den Augiten von verschiedenen Punkten des Gebietes bewegen sich die Werte für $c\,c_k$ in den Grenzen zwischen 42°—45°, für $c\,c_s$ zwischen 44°—47° und für $c\,c_m$ zwischen 51°—54°. Der Kern *(k)* zeigt im selben Schnitte nicht immer eine einheitliche Auslöschung: sie variirt an verschiedenen Stellen um 1°—1½°.

Unter Anwendung einer Camera lucida mit gleichsinnig drehbarem Zeichentisch[1]) und der neuen von Prof. F. Becke angegebenen Constructionsmethode[2]) wurde im convergent polarisirten Lichte constatirt:

1. An einem Schnitte (Augit von Neusetz) ⊥ zu *c*, der nach *a* Zwillingsbildung zeigte, und in dem die Axe *B* in Hülle *(h)* und im Kern *(k)* sichtbar war:

$$cB_k = 12\tfrac{1}{2}^0$$
$$cB_h = 25^0;$$

daraus ergibt sich:

$$B_k B_h = 12\tfrac{1}{2}^0.$$

2. An einem Schnitte (Augit von Grössing), fast // (100), der die Axe *A* in Hülle und Kern zeigte:

$$A_k A_h = 7\tfrac{1}{2}^0.$$

Die stark dispergirte Axe *B* wandert also stärker, als die Axe *A*.

[1]) F. Becke, Messung von Axenbildern mit dem Mikroskop. Diese Mittheilungen, XIV, pag. 263.

[2]) Siehe diese Mittheilungen, XVI, Heft 2.

Digitized by Google

3. An einem Schnitte, in dem die Mittellinie c und die schwach dispergirte Axe, demnach A, sichtbar waren, also //, oder nahezu // zum positiven Orthodom getroffen war:

$$2\,V_k = 58^0$$
$$2\,V_h = 54^0\ 20'$$

Ich bemerke hier, dass die Bestimmung der Lage der Mittellinie naturgemäss nicht absolut genau ausfallen kann, daher Beobachtungsfehler von 1^0—2^0 kaum zu vermeiden sind. Infolge dessen werden auch die auf anderem Wege gefundenen Werte der Auslöschungsschiefen, welche zur Controle herangezogen werden, mit den unter Anwendung convergent polarisirten Lichtes gefundenen nicht immer vollkommen stimmen. Nach den sub 1 und 3 angegebenen Werten ist

$$c\,B_k = 12^1/_2{}^0 \quad \text{und} \quad c\,B_h = 25^0,$$
$$B_k\,c_k = 29^0 \quad „ \quad B_h\,c_h = 27^0,$$
demnach $$c\,c_k = 41^1/_2{}^0 \quad „ \quad c\,c_h = 52^0,$$

während die direct im parallel polarisirten Lichte gemessene Auslöschungsschiefe $c\,c$ im Kerne $= 45^0$ einen um $3^1/_2{}^0$ höheren Wert liefert. Gut stimmen jedoch die beiderseits gefundenen Werte in der Hülle überein.

Wie im Augit von Klöch ist also auch hier der Winkel, den B in k und h einschliesst, grösser als der, welchen c in k und h und dieser wieder etwas grösser, als der, den A in k und h bildet; dann ist auch hier der Axenwinkel im Kerne grösser als in der Hülle. Da die Axenwinkel in den Kernen des Klöcher und Hochstradener Augites ungefähr dieselben (61^0, 58^0), in den Hüllen jedoch bedeutend verschieden sind (44^0 und 54^0), so scheinen die Kerne der Augite der beiden benachbarten Eruptionsgebiete eine nahezu gleiche, die Hüllen jedoch verschiedene chemische Zusammensetzung zu besitzen.

Vereinzelt tritt im farblosen Kerne eine grasgrüne, unregelmässig begrenzte centrale Partie auf, welche einen um circa 10^0 kleineren Axenwinkel als jener besitzt und ähnlich wie bei den Klöcher Augiten den seltenen Rest einer resorbirten älteren Generation von Augiten darstellt.

Die Augite sind sehr reich an mannigfachen Einschlüssen. Die Mitte der grossen Augite birgt Glaseinschlüsse, Dampfporen, Magnetit-

Digitized by Google

und Olivinkörner; die äussere Partie des farblosen Kernes ist jedoch einschlussfrei; die gelbe Hülle führt ausser zahlreichen, parallel mit den Grenzflächen angeordneten langgestreckten Glaseinschlüssen prächtige, vollkommen entwickelte Dodekaeder von Hauyn. Diese sind zumeist farblos, doch trifft man auch röthlichgraue und farblose mit schwarzen Punkten.

Aus diesen Einschlüssen kann gefolgert werden, dass die Ausscheidung der grossen Augite nach der des Magnetits und Olivins begann und das Ende der Bildungszeit der Augite mit dem Anfang der Ausscheidung der Hauyne coincidirte.

In einem Falle (Augit vom Hochstraden, Teufelsmühle) beobachtete ich eine interessante Augit-Perimorphose: Augit- und Olivinkörnchen, die durch ein opalartiges Cement breccienartig verkittet sind, werden von einer dünnen Hülle von Augit, welche aussen die gewöhnlichen Flächen der basaltischen Augite zeigt, umschlossen; im parallel polarisirten Lichte erweist sich diese Hülle aus einer grossen Anzahl polysynthetischer Zwillinge aufgebaut.

Die grossen Augite des Nephelinits von Waldra sind corrodirt; die Ränder der Krystalle sehen wie ausgenagt aus und in den oberflächlichen Grübchen stecken sehr häufig Hauynkörner.

Der Nephelin

bildet im Vereine mit farbloser Glasbasis in den sehr feinkörnigen, augitreichen Gesteinsvarietäten der Hauptkuppe und des Südrückens vorwiegend eine farblose Fülle; seltener sind sechseckige und rechteckige Durchschnitte von Krystallen. In dem Gesteine bei Waldra, in welchem die Gemengtheile grösser und vollkommener auskrystallisirt sind, bildet Nephelin und Glasbasis grosse inselartige, selbständige Partien, in welchen man häufig grosse, schön entwickelte Nephelinkrystalle antrifft.

Das Mineral wurde in den Schliffen auch mikrochemisch nachgewiesen.

Als Einschlüsse bergen die Nepheline Glaseinschlüsse, nicht definirbare hellgelbe Kügelchen und an beiden Enden abgerundete Stäbchen, endlich Augitkryställchen. Die beiden letzteren sind häufig parallel mit den Begrenzungslinien der Krystalle angeordnet.

Nach den Augiteinschlüssen ist der Nephelin jünger als die Grundmasse-Augite und demnach der zuletzt auskrystallisirte Gemengtheil.

Digitized by Google

Hauyn.

An allen Punkten des Basaltgebietes bildet der Hauyn einen wesentlichen Bestandtheil der Grundmasse. An Menge kommt er dem Nephelin gleich. Doch ist sein Habitus an verschiedenen Punkten des Gebietes so verschieden und für bestimmte Punkte wieder ein derart constanter und charakteristischer, dass man beispielsweise, wie beim Augit, aus diesem auf die Fundstelle schliessen kann.

Die Hauyne des Gesteins von Waldra zeigen unter allen Hauynen des Gebietes die deutlichsten Krystallformen. Es sind verhältnismässig grosse Krystalle von 0·01 bis 0·25 Millimeter Durchmesser. Sie besitzen eine farblose breite Hülle und einen bläulichgrauen Kern von wolkenähnlichem Umrisse, welcher meist eine Unzahl äusserst kleiner, regellos gelagerter, opaker Einschlüsse birgt. Seltener sind diese in einfachen Reihen oder zu einem sechsstrahligen Sterne angeordnet. Vereinzelt kommen hier augenähnliche Hauyne vor, mit dunklem Kerne und einem schmalen, aus jenen Einschlüssen gebildeten Ringe. Die Dodekaeder des Hauyns treten entweder einzeln oder — meist zu dreien — vereinigt in der Grundmasse auf.

Den Hauynen des Gesteins vom Nordwestabhange der Hauptkuppe und der isolirten Basaltlager am Südrücken sind hingegen das bekannte charakteristische Strichnetz eigenthümlich. Zudem sind sie weniger gut automorph entwickelt. Trotz Anwendung sehr starker Vergrösserung (800) konnte ich keine Incontinuität in den schwarzen Strichen constatiren, so dass ich der üblichen Annahme, jene schwarzen Striche wären aus Glaseinschlüssen und Gasporen zusammengesetzt, für diesen Fall nicht beipflichten kann. Die haarscharfen Striche ragen oft mit ihren Enden weit in die farblose Rinde der Krystallkörner hinein.

Bei Frutten und in der Gemeinde Neusetz kommen neben den gewöhnlichen, eine schmale farblose Hülle und einen grossen dunklen Kern besitzenden Hauynen — die auf den ersten Blick leicht mit Magnetit verwechselt werden können — auch solche mit röthlichgrauem oder violettrothem Kerne und dem Strichnetze vor. Ich halte dieses röthliche Pigment für etwas Ursprüngliches, nicht als secundäres Product, wie dies von anderen Beobachtern angenommen wird, und zwar aus dem Grunde, weil man hier die röthlichen Hauyne auch als Einschlüsse der gelben Augithülle findet,

Digitized by Google

welche die am frühesten entstandenen Hauyne einschloss und sie vor einer nachträglichen Veränderung schützte.

Die schalig gebauten, in den Tuffen der Teufelsmühle eingeschlossenen Basaltbomben führen winzige, unter dem Mikroskope prächtig saphirblaue Hauynkörner.

Um den Hauyn auch mikrochemisch nachzuweisen, wurde eine frei gelassene Schliffstelle, welche die fraglichen Körner enthielt, mit verdünnter Salzsäure behandelt und im Wasserbade 5′ lang erwärmt; die Gelatine wurde dann mittels Pipette abgenommen und mit verdünnter Schwefelsäure versetzt. Nach wenigen Minuten bemerkte man die für Hauyne charakteristischen Gypsnadeln.

Magnetit.

In der feinkörnigen Varietät vom Hochstradner Kogel und der südlichen Basaltlager ist dieses Erz in sehr zahlreichen, aber kleinen, in der gröberkörnigen von Waldra in weniger zahlreichen, dafür grösseren Körnern vorhanden.

In Neusetz (Steinbruch des „Branntweiners") ist die oberflächliche Partie des Basaltes aschgrau und schwarz gesprenkelt; wie die mikroskopische Untersuchung zeigte, rühren diese dunklen Flecken von nesterartigen, localen Anhäufungen von Magnetitkörnchen her, in deren Mitte oft ein oder mehrere grosse Augite stecken. Die um diese basischen Concretionen herumliegenden, auffallend hellen Partien des Gesteins sind dann relativ magnetitarm.

Glasbasis.

Eine farblose, nur hie und da durch eingelagerten feinsten Staub trübe Glasbasis steckt im Vereine mit Nephelin als Fülle zwischen den früher genannten Gemengtheilen. Doch ist sie in den augitreicheren Varietäten (Hauptkuppe, Südrücken) stärker entwickelt, als in der augitärmeren und nephelinreicheren von Waldra.

Accessorische Minerale.

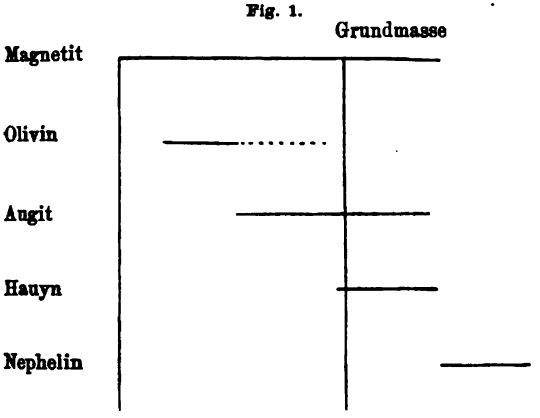
Olivin. Die zwiefache Art des Auftretens dieses Minerales wurde in der Einleitung besprochen.

Ein im Durchschnitte goldgelbes, isotropes, augenscheinlich secundär gebildetes Mineral füllt entweder gänzlich die mikroskopischen Hohlräume des Gesteines, oder überzieht in schalig gebauten

Digitized by Google

Krusten die Wände derselben. Die äusserste Schichte erweist sich im parallel polarisirten Lichte als ein Aggregat radialfaseriger Büschel eines doppeltbrechenden Minerales mit bläulichgrauer Interferenzfarbe, das schwächer lichtbrechend ist, als das umschlossene gelbe Mineral. Die Längsaxe der Fasern = c.

Fig. 1.



Nebenstehende Figur möge schliesslich die Ausscheidungsfolge der Gemengtheile nach Tschermak's Methode versinnlichen. Die endwärts in Punkte aufgelöste Olivinlinie bedeutet die nachträgliche Resorption dieses Minerals.

II. Chemische Zusammensetzung des Gesteines vom Hochstraden.

Ein frisches Stück von einer Felsklippe am Nordabhange des Hochstradener Kogels (Teufelsmühle) wurde von Herrn A. Jäger, Assistenten für allgemeine und analytische Chemie an der k. k. deutschen technischen Hochschule in Prag, analysirt. Die Analyse ergab folgendes Resultat:

SiO_2	40·99
TiO_2	2·41
Al_2O_3	16·50
Fe_2O_3	10·62
MnO	0·35
MgO	3·29
CaO	12·63
Na_2O	5·95
K_2O	2·36
P_2O_5	0·89
SO_3	0·64
Cl	0·36
Glühverlust	2·63
	99·62

Das specifische Gewicht bestimmte ich mit 2·91.

Digitized by Google

Der Gehalt an SiO_2 und Al_2O_3 reiht sich an den des Nephelinits von Wickenstein (41·87 und 16·48, Löwe) und des hauynreichen Capverdischen Nephelinits von S. Antão (41·09 und 18·35, Dölter). Unter den Alkalien waltet das Na_2O vor; der Procentgehalt desselben deckt sich fast vollständig mit dem des Nephelinits von Wickenstein (5·50), Wie in allen bisher bekannten Nepheliniten ist auch hier der CaO-Gehalt grösser als der Alkaligehalt. Die Seltenheit des Olivins prägt sich in dem geringen MgO-Gehalte aus, einem Werte, auf welchen die MgO keines bekannten Nephelinbasaltes heruntersinkt. Der verhältnismässig hohe Gehalt an TiO_2 ist wohl auf einen Titangehalt des Magnetits, vielleicht auch der gefärbten Rinde des Augits zurückzuführen. H_2SO_4 und Cl (auch in dem Capverdischen hauynreichen Nephelinite enthalten) erklären sich aus dem Gehalte an Hauyn; die Anwesenheit von P_2O_5 dürfte auf einen versteckten Apatitgehalt hinweisen.

Um die Beziehungen der Metallatome des analysirten Gesteins zu einander und damit die Kategorie des Magmas festzustellen, wandte ich die von Rosenbusch[1]) vorgeschlagene Methode an.

Die Werte von SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, MgO, CaO, Na_2O, K_2O und TiO_2 wurden zunächst unter proportionaler Vertheilung von MnO, P_2O_5, SO_3 und Cl, sowie des Glühverlustes auf 100 umgerechnet und in der Tabelle II zusammengestellt. Diese Procentzahlen wurden durch die entsprechenden Werte der Moleculargewichte dividirt und die erhaltenen Quotienten mit der Anzahl der Metallatome der einzelnen Basen multiplicirt. Die Producte wurden dann auf 100 umgerechnet und in der Tabelle III zusammengestellt:

Tabelle II.

SiO_2	43·2
TiO_2	2·6
Al_2O_3	17·4
Fe_2O_3	11·2
MgO	3·5
CaO	13·3
Na_2O	6·3
K_2O	2·5
	100·0

Tabelle III.

Si	39·78
Ti	1·64
Al	18·78
Fe	7·72
Mg	4·89
Ca	13·12
Na	11·16
K	2·91
	100·00

$MAZ = 181$ $AZ = 449$

[1]) Ueber die chemischen Beziehungen der Eruptivgesteine. Diese Mittheilungen. 1890, XI, pag. 144.

Digitized by Google

Die Werte der Tabelle III, das Verhältnis der SiO_2 zur Al_2O_3, die niedrige Atomzahl, die Metallatomzahl, sowie das hohe specifische Gewicht weisen auf ein kieselsäurearmes, an Basen reiches Magma, welches dem *3*-Magma im Sinne Rosenbusch' eingereiht werden könnte.

III. Die Palagonittuffe am Hochstraden.

Unter dem Nephelinite breitet sich eine Tuffdecke aus, die besonders am Nordabhang der Hauptkuppe auf eine grössere Strecke aufgeschlossen ist.[1]) Mit freiem Auge sind in dem röthlichgrauen, ungeschichteten Tuffe pechschwarze, hirsekorngrosse Körnchen, Muscovitschüppchen und Quarzfragmente sichtbar; ausserdem stecken in ihm zahlreiche, nuss- bis kopfgrosse Stücke eines schlackigen Basaltes.

U. d. M. erweisen sich jene schwarzen Körnchen als Lapilli; sie bestehen aus einem ledergelben Glase, in dem Augitmikrolithe, grössere Augitkrystalle und Aggregate von solchen, Olivin- und Quarzkörner, spärlicher Magnetit und ein massenhafter, äusserst feiner Staub ausgeschieden sind.

Das rothe, erdige Cement, welches diese Lapilli verkittet, besteht wahrscheinlich aus stark zersetzten Lapilli; denn in der trüben, schwach doppelbrechenden Grundmasse, die aus der Umwandlung des Glases hervorgegangen sein dürfte, sind ebenfalls Augitmikrolithe, Olivin- und Quarzsplitter hie und da noch sichtbar.

Es sind also Palagonittuffe, welche denen des Klöcher Basaltgebietes ähnlich sind.

Die eckigen Brocken jenes schlackigen Basaltes, welche in diesem Tuffe eingeschlossen sind, zeigen u. d. M. genau dieselbe mineralogische Zusammensetzung wie der unweit anstehende Nephelinit der Hauptkuppe.

Nahe der Hangendseite der Tuffdecke ist derselben eine 6 Decimeter mächtige Bank eines ziegelrothen, deutlich geschichteten, sandsteinartigen Tuffes eingeschaltet.

---

[1]) Nach einem schematischen Profil des Hochstraden von Dr. C. Clar (siehe dessen Vortrag: „Zur Hydrologie von Gleichenberg" in den Verhandl. d. k. k. geol. Reichsanstalt, 1889, pag. 148) findet dort eine Wechsellagerung von Basalt und Tuff statt.

Digitized by Google

IV. Ueber die Tektonik des Nephelinits.

Die Thatsache, dass die beiden benachbarten, nur durch ein 1 Kilometer breites Längenthal getrennten Eruptivgebiete des Hochstraden und von Klöch aus zwei structurell und mineralogisch, insbesondere was den vorwaltenden Hauptgemengtheil, den Augit, und die Grundmasse betrifft, nahe verwandten basaltischen Gesteinen aufgebaut sind, dass aber auch andererseits das Gestein von Klöch überall Plagioklas führt, während in dem des Hochstraden nirgends auch nur eine Leiste dieses Minerals ausgeschieden wurde, dass letztere hinwieder reichlichen Hauyn führt, der dem ersteren gänzlich mangelt, dürfte wohl den Schluss gestatten, dass beide Eruptivgesteine sich aus einem und demselben spaltungsfähigen Magma entwickelt haben.

Soweit nun das heutige Relief des Hochstradener Eruptivgebietes und die wenigen, nicht genügend instructiven Aufschlüsse eine Annahme zulassen, begann — wie bei Klöch — die eruptive Thätigkeit mit der Förderung von Palagonittuffen. Diese wurden den sarmatischen Schichten direct aufgelagert. Die Tuffdecke wurde später von nachquellendem basaltischen Magma überflossen, das sich in zwei Ströme theilte, von denen sich der eine nach Südosten, der andere nach Süden wandte.

Der erste breitete sich deckenartig aus und bildete das an seinem Ostrande steil abfallende, in meterdicke und circa 20 Meter hohe senkrechte Pfeiler zerklüftete Felsplateau von Waldra.

Der zweite Strom ergoss sich nach meiner Ansicht wahrscheinlich in ein nach Süden streichendes Thal und füllte dasselbe aus. Diese Thalfurche hatte aber kein stetes Gefälle, sondern fiel in mehreren Terrassen ab. Später wurde dieser Strom von Süsswasser überfluthet, das auf den ebenen Flächen desselben Quarzgeschiebe — den Belvedereschotter — ablagerte.

Zu dieser Ansicht, welche die aus dem früher angeführten Satze Stur's deducirbare Annahme, die Basaltberge auf dem Südrücken seien isolirte, dem Belvedereschotter aufgesetzte Kuppen, ausschliesst, leiteten mich folgende Beobachtungen und Erwägungen:

Wandert man vom Dorfe Hürth, das in der Ebene am Südende des Rückens liegt, längs des allmählich ansteigenden Kammes aufwärts, so gelangt man, nachdem man circa 3 Kilometer zurück-

Digitized by Google

gelegt, auf eine Terrasse, auf der die Gehöfte der Ortschaft Pregucken zerstreut liegen. Bis hieher bestehen Kamm und Abhänge ausschliesslich aus Congerienlehm. Auf der Terrasse von Pregucken trifft man zum ersten Male auf Belvedereschotter. Am Nordrande dieser Terrasse schwillt der Kamm zu einer flachen, bewaldeten Kuppe an, welche aus Basalt besteht. Am Rande der Kuppe trifft man denselben in schaligen Verwitterungsformen an; mitten in den Kugeln stecken noch Ellipsoide aus festem Basalt, während die umgebenden Schalen in eine leicht zerbröckelnde blaugraue Erde umgewandelt sind. Das Hangende des Basaltes bildet hier, wie allenthalben, meterhoher, grauer Basaltschutt. Hier befinden sich auch die bereits früher genannten Steinbrüche des „Setzschneiders" und „Branntweiners", die einzigen bedeutenderen des ganzen Gebietes. An den 8—10 Meter hohen Wänden derselben sieht man festen Basalt durch senkrechte oder fast senkrechte Klüfte in aufrechte, meterdicke Pfeiler zerklüftet. An der Grenze gegen das Hangende bemerkt man auch wagrechte Klüfte die Pfeiler durchsetzen. Wie tief der Basalt hinunterreicht, ist nicht bekannt. Diese senkrechten Klüfte trifft man nun überall, wo auf dem Kamme Basalt ansteht. Hinter diesem flachen Hügel verläuft der Kamm eben, und hier trifft man wieder auf Schotter; hierauf folgen in kurzen Abständen flache Basaltkuppen und Schotterterrassen wechselweise aufeinander, bis man zum Hochplateau gelangt, aus dem die Hauptkuppe emportaucht. Aber nicht allein auf den Kuppen trifft man Basalt; auch auf den ebenen Theilen des Kammes traf ich ihn zu wiederholten Malen an. Im ganzen zählte ich acht[1]) verschiedene Punkte, an welchen Basalt ansteht, und es ist wahrscheinlich, dass später — bei Gelegenheit der Anlegung neuer Schottergruben — noch mehr aufgedeckt werden dürften.

Die durchgängig senkrechte Zerklüftung des Basaltes, seine auf bedeutende Strecken hin gleichbleibende mineralogische Zusammensetzung und endlich die rasche Aufeinanderfolge der einzelnen Basaltaufschlüsse weisen auf einen Strom hin, der noch heute unter dem Belvedereschotter ein zusammenhängendes Ganze bilden dürfte.

Wenn Stur[2]) erklärt, dass die Basaltberge auf der Linie Hochstraden-Klöch der Belvedereschotterfläche wie aufgesetzt er-

[1]) Auf der Stur'schen Karte sind fünf verzeichnet.

[2]) Geol. d. Steiermark, 1871, pag. 614.

Digitized by Google

scheinen, so wäre auf folgendes zu verweisen: Nirgends ist am Südstrome der Basalt so weit abgeteuft, dass man das Liegende wie an der Hauptkuppe beobachten könnte, nirgends ist ein Stiel vorhanden. Möglicherweise hat Stur eine von der Hauptkuppe südwärts streichende Spalte vorausgesetzt [1]), aus welcher an fünf verschiedenen Punkten basaltisches Magma emporquoll und sich zu Quellkuppen aufstaute. Dann müssten aber auch diese Kuppen, abgesehen davon, dass sie doch viel stärker auf der Kammlinie hervortreten würden, im allgemeinen einen radialstrahligen Bau besitzen, was, wie erwähnt, nicht zutrifft.

Es ist jedoch auch nicht ausgeschlossen, dass Stur jene Basaltkuppen als Erosionsrelicte eines Stromes aufgefasst hat, eine Annahme, welche gewiss mehr berechtigt wäre als jene.

---

3. Der Nephelinbasanit, der Palagonittuff, die Nephelinbasalt-Bomben und die Nephelinbasaltdecke des Steinberges bei Feldbach.

(Mit 3 Figuren im Text.)

Die südöstlich von Feldbach bei Mühldorf aus dem Raabthale sich erhebende Kuppe des Steinberges besteht aus einem basaltischen Sockel, dem Tuff- und Basaltdecken abwechselnd aufgelagert sind.

I. Der Nephelinbasanit des Sockels.

Basaltisches Gestein tritt hie und da an den Waldwegen zu Tage und ist an der Westseite des Berges durch einen ziemlich grossen Steinbruch aufgeschlossen. Es ist ein Graupenbasalt von lichtgrauer Farbe, der in unregelmässige Blöcke zerklüftet ist. Mit freiem Auge erkennt man einzelne schwarze Augitkörner und eine Unzahl feiner Poren.

Im Dünnschliffe zeigt es eine hypidiomorph-körnige Structur, und zwar den Löwenburg-Typus. Es besteht aus Augit, Olivin, Plagioklas, Nephelin, einer farblosen Basis, Magnetit und Apatit.

Es ist somit als ein Nephelinbasanit zu bezeichnen.

---

[1]) Wie thatsächlich seinerzeit Dr. C. J. Andrae; vergl. dessen „Bericht" im Jahrbuch d. k. k. geol. Reichsanstalt, 1855, pag. 292 u. f.

Digitized by Google

Augit.

Die schwach pleochroitischen Durchschnitte erscheinen theils dunkelgrauviolett, theils gelblichgrün. Zumeist tritt er in morgensternähnlichen Aggregaten auf; Andreaskreuzzwillinge sind nicht selten.

Alle Augite sind auch hier sanduhrförmig gebaut. Die Auslöschungsschiefen betragen:

$$c\,c_k = 48^0$$
$$c\,c_s = 50^0$$
$$c\,c_m = 55^0$$

Ferner wurde in gleicher Weise wie bei den Augiten des Nephelinits vom Hochstraden constatirt:

$$B_k\,B_h = 10^0$$
$$c_k\,c_h = 7^0\ ?^1)$$
$$A_k\,A_h = 4^0$$

und

$$2\,V_k = 66^0$$
$$2\,V_h = 60^0$$

Das folgende Bild gibt eine Uebersicht der optischen Orientirung des Minerales (Fig. 2).

Die Menge des Augits ist in diesem Gestein beträchtlich geringer als im Nephelinbasanite von Klöch und im Nephelinite des Hochstraden.

Olivin.

Er tritt in 1 Millimeter grossen Körnern auf, welche nur selten noch eine oder die andere Krystallebene zeigen. Er bildet zwar einen wesentlichen Bestandtheil des Gesteines, ist jedoch in demselben ungleichmässig vertheilt.

Interessant und für diesen Basalt charakteristisch ist die Art seiner Umwandlung in ein braunrothes Mineral. An den Durchschnitten der Olivinkörner beobachtet man nämlich zu äusserst eine dünne Rinde frischer Olivinsubstanz, unter dieser eine schalenförmige Zone eines rothen Minerales, welche zumeist einen Kern noch unzersetzter Olivinsubstanz einschliesst. Siehe Fig. 3 und 4.

Jene frische Hülle ist nur 0·06—0·08 Millimeter dick und wird besonders im parallel polarisirten Lichte deutlich sichtbar. Während

---

[1]) Nicht vollkommen verlässlich. Entschieden ist aber

$$B_k\,B_h > c_k\,c_h > A_k\,A_h.$$

Digitized by Google

jedoch in den meisten Durchschnitten ein Gegensatz in den Interferenzfarben der Hülle und des Kernes nicht bemerkbar ist, zeigt sich in bestimmten Schnitten dort, wo die Mittellinie c austritt, eine Differenz der Farben, und zwar zeigt die Hülle höhere Interferenzfarben als der Kern; beispielsweise wurde an einem Olivinkorne im Kern das Roth zweiter, in der Hülle das Grün dritter

Fig. 2.

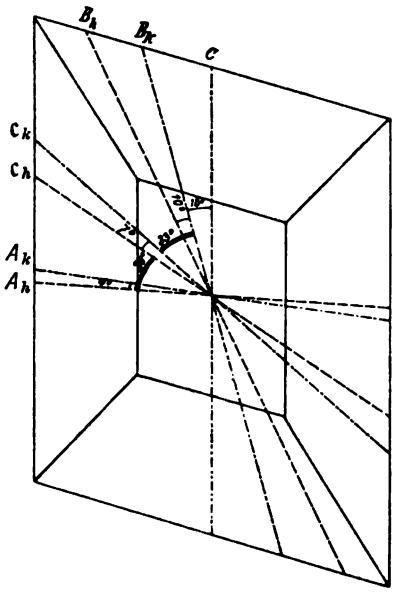


Fig. 3.

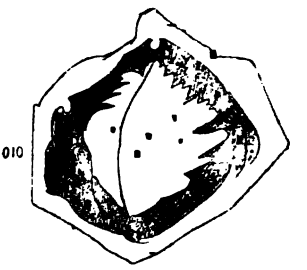


Fig. 4.

Ordnung beobachtet. Die Hülle ist demnach in Schnitten $\perp$ c stärker doppeltbrechend als der Kern, was darauf hindeutet, dass 2 V um c in der Hülle grösser ist als im Kern. An einem Schnitte, in welchem im convergent polarisirten Lichte eine optische Axe sichtbar ist, wurde in der That constatirt, dass dieselbe in Hülle *(h)* und Kern *(k)* einen Winkel von 3° 30′ einschliesst, und zwar ist der Winkel, den die optische Axe mit der Mittellinie c im Kerne bildet, kleiner als der entsprechende Winkel in der Hülle, also

$$V_{ck} < V_{ch},$$

demnach

$$V_{a_k} > V_{a_h}.$$

Es ist somit der Axenwinkel in der Hülle um 7° grösser als im Kerne.

Digitized by Google

Ausserdem wurde beobachtet:

$$\varrho > v$$

um die Mittellinie a.

Unter der Hülle verlaufen, annähernd parallel den äusseren Contouren, flachschalige Sprungflächen, welche gleichsam den Kern aus der Hülle herausschälen und häufig bis zur Oberfläche der Olivinkörner reichen. Von diesen capillaren Klüften aus scheint die Umwandlung des Olivins in jenes braunrothe Mineral gegen das Centrum hin vor sich zu gehen. Es liegt also hier eine Form der Umsetzung vor, wie sie von Doss an Olivinen syrischer Basalte, von K. Hofmann an denen der Basalte des Bakony und von Michel-Lévy[1]) an den Olivinen des ophitischen Basaltes des Mont Dore bereits früher beobachtet wurde.

Nach den Untersuchungen, welche S. L. Penfield und E. H. Forbes[2]) an Chrysolithen anstellten, ist mit der Abnahme des Eisens im Olivine eine Zunahme des Wertes von $2V$ verbunden und von einer Abnahme der Stärke der Doppelbrechung begleitet. Ausserdem ergab sich, dass die Chrysolithe mit einem geringeren FeO-Gehalte als 12 Procent (z. B. aus Aegypten, New-Mexiko) optisch positiv sind mit der Dispersion $\varrho < v$, während die mit mehr FeO (Auvergne) optisch negativ sind mit der Dispersion $\varrho > v$.

Es ergibt sich daraus für unseren Fall, dass die Hülle eisenreicher ist, als der Kern, dieser demnach magnesiumreicher als jene ist; eine Thatsache, welche mit den an anderen zonar gebauten Krystallen, wie am basaltischen Augit, Anomit im Quarzdioritporphyrit von Steinegg im niederösterr. Waldviertel[3]) gemachten Erfahrungen übereinstimmt und sich aus dem Umstande erklären lässt, dass bei beginnender Festwerdung eines Magmas aus diesem zuerst die am schwersten schmelzbaren Substanzen, wie die magnesiahaltigen, und erst später die leichter schmelzbaren, wie die eisenhaltigen, auskrystallisiren. Entsprechend dem Vordringen der Umwandlung des Olivins von jenen Sprungflächen gegen die Mitte ist die äusserste Partie des rothen

[1]) Notes sur la chaine des Puys le Mont Dore etc. Paris 1891, pag. 831 u. 832.

[2]) Ueber den Fayalit von Rockport, Mass., und über die optischen Eigenschaften der Chrysolith-Fayalit-Gruppe u. s. w. Zeitschr. f. K. u. M. 1896, XXVI, pag. 143.

[3]) F. Becke, Eruptivgesteine des nieder-österreichischen Waldviertels. Diese Mittheilungen, 1883, V, pag. 151.

Digitized by Google

Minerales braunroth, die innerste, welche oft aus äusserst feinen, parallel verlaufenden Fasern besteht, röthlichgelb.

Bei der optischen Untersuchung des Olivinkernes und des rothen Minerales wurde constatirt:

1.

Olivin:		rothes Mineral:
El. Axe a	entspricht:	b
„ „ b	„	a
„ „ c	„	c

Die in der Basis liegende Axenebene des Olivins hat sich also bei der Umwandlung in das rothe Mineral um die krystallographische Axe $a = c$ in die Längsfläche gedreht.

2. a ist im rothen Mineral die 1. Mittellinie, demnach dasselbe optisch negativ.

Diese Ergebnisse stimmen mit den entsprechenden, die Michel-Lévy über das „mineral rouge" in seiner oben citirten Arbeit auf pag. 830 mittheilt, vollkommen überein.

Die Olivine schliessen regelmässig Magnetitkrystalle ein; sie sind — auch diejenigen, welche im rothen Mineral eingeschlossen sind — völlig unverändert und treten im Kerne eben so häufig auf als in der Hülle, ein Beweis, dass die Magnetitbildung vor der Krystallisation des Olivins begonnen und während derselben fortdauerte.

Plagioklas.

Die wasserklaren, leistenförmigen Plagioklaskrystalle mit polysynthetischem Aufbaue bilden einen wesentlichen Bestandtheil des Gesteins und übertreffen an Grösse und Menge jene des Nephelinbasanites von Klöch. Sie bilden entweder eine Fülle zwischen den Augiten, oder sie liegen regellos im Vereine mit dem Nephelin in der Glasbasis. Neben der vorherrschenden polysynthetischen Zwillingsbildung nach *M* tritt auch die Verwachsung je zweier nach dem Albitgesetze aufgebauter Individuen nach dem Karlsbader Gesetz auf. An solchen wurde auch hier nach der Methode Michel-Lévy's[1]) die Bestimmung vorgenommen. Die Messungen ergaben:

(1)	18°
(1′)	19°
(2)	35°
(2′)	—

[1]) Étude sur la détermination des Feldspaths etc. Paris 1894.

Digitized by Google

Diese Werte entsprechen einem basischen Gliede der Labradoritreihe.

An den einzelnen Lamellen bemerkt man keine einheitliche, sondern eine gleichmässig wandernde Auslöschung, und zwar nimmt der Wert derselben vom Kern weg gegen die Hülle ab:

	Kern	Hülle
(1)	18°	4°
(2)	35°	20°

Die Hülle ist somit ein saurerer Labradorit als der Kern.

Nephelin und Glasbasis.

Aggregate von wasserklaren Nephelinkörnern bilden theils selbstständig, theils im Vereine mit farbloser Glasbasis eine stark vorwaltende Fülle. Häufig umhüllen Nephelinkörner kranzförmig grosse Glaskerne. Vom Glase hebt sich der Nephelin im einfachen Lichte durch seine stärkere Lichtbrechung, im polarisirten Lichte durch seine schwache Doppelbrechung und die matte graublaue Interferenzfarbe ab. Der Nephelin schliesst ausserordentlich feine, blassgelbliche, das Glas massenhafte haarfeine farblose Nadeln, welche oft einen dichten Filz bilden, ein.

Der Nephelinbasanit von Klöch ist augitreicher, dagegen ärmer an Nephelin und Glas als der von Feldbach.

Apatit.

Bis 1 Millimeter lange, farblose oder graulichweisse, gegliederte Säulchen dieses Minerales treten zwar ungleich vertheilt, aber in ziemlich bedeutender Menge im Gesteine auf. Die an den Enden nicht entwickelten Individuen sind häufig gebrochen, die Theilstücke von einander getrennt und verschoben.

Magnetit.

Im Vergleiche zu den erzreichen Nephelinbasaniten von Klöch ist hier die Menge des Magnetits eine verhältnismässig geringe. Die freien, anscheinend jüngeren Magnetitkörner sind jedoch sehr gross, während eine ältere Generation, die theilweise von den Olivinen und Augiten eingeschlossen wurde, aus kleinen, aber gut ausgebildeten Krystallen besteht.

Digitized by Google

Hie und da kam auch ein Titaneisenerztäfelchen zur Ausscheidung.

Ausscheidungsfolge: Apatit, Magnetit, Olivin, Augit, Feldspath, Nephelin.

II. Der Palagonittuff.

Der Nephelinbasanit wird von einem ungeschichteten, röthlichgrauen Tuffe bedeckt, zu dessen Bildung folgende Bestandtheile beitrugen:

a) feinst zerstäubte Minerale;

b) honigbraune Lapilli (Palagonit) von birnförmiger oder unregelmässig zerlappter Gestalt mit eingeschlossenen, zahlreichen Augitkryställchen und spärlichen Magnetitkörnern;

c) massenhaft auftretende, kleine, lose, vollkommen ausgebildete Augitkrystalle;

d) kleine Basaltbrocken;

e) Olivinkrystalle und deren Fragmente;

f) vereinzelte Hornblendekrystalle von dunkelgrüner Farbe;

g) Orthoklas- und Quarzbruchstücke.

In den mikroskopischen Hohlräumen des Tuffes haben sich Natrolith-Drusen angesiedelt.

III. Die Nephelinbasalt-Bomben.

Während der Ejection der sand- und staubähnlichen Auswurfsmassen, welche nach ihrer Festwerdung den Palagonittuff bildeten, wurden auch faust- bis kopfgrosse Bomben und Blöcke von über 1 Meter Durchmesser ausgeworfen, welche vom Tuffe eingehüllt wurden.

Auf der Höhe des Berges fand ich lose Bomben, an deren Oberfläche scharf ausgeprägte, über 1 Centimeter hohe parallele Rippen verlaufen, wie solche z. B. von Darwin an den isländischen Obsidianbomben beobachtet wurden; es ist wahrscheinlich, dass jene Bomben später, da sie aus glashartem Material bestehen, durch Erosion aus dem Tuffe herausgelöst wurden.

In der dichten, schwarzen Grundmasse der Bomben und Blöcke treten mit freiem Auge sichtbare, bis 3 Millimeter grosse Augit- und Olivinkrystalle hervor.

Digitized by Google

Die Grundmasse besteht aus einer gelblichgrauen bis braungrauen Glasbasis; in dieser sind, weil schwebend gebildet, vollkommen automorphe, im Dünnschliff gelblichgrüne Augitkrystalle mit Sanduhrbau und hohen Auslöschungsschiefen ($cc_b = 50^0$; $cc_a = 54^0$; $cc_m = 60^0$), magmatisch corrodirte Olivinkrystalle ohne Spur einer Umwandlung, wenig Magnetit und mikroskopisch kleine, aber ausserordentlich scharf begrenzte wasserklare Nephelinkrystalle ausgeschieden. Besonders prächtig heben sich die reinen Krystallformen des Nephelins aus dem dunklen Glase des Gesteins jener auf der Spitze des Steinberges liegenden Bomben hervor; hier verlaufen ausserdem die Poren des Gesteins und die Augitsäulchen in der Richtung der oberflächlichen Rippen, woraus man wohl schliessen kann, dass die Augite sich nicht intratellurisch gebildet haben.

Nach der mineralogischen Zusammensetzung des Gesteins dieser Bomben kann dasselbe als ein Nephelinbasalt mit stark vorwaltender hyaliner Grundmasse bezeichnet werden.

IV. Die Nephelinbasaltdecke.

Dem Tuffe ist nahe am Gipfel des Berges eine 2 bis 3 Meter mächtige, durch senkrechte und wagrechte Klüfte in Platten gesonderte Decke eines basaltischen Gesteines aufgelagert; diese Decke besteht wie die Bomben im Tuffe aus einem Nephelinbasalt, jedoch mit äusserst feinkrystalliner, überwiegend aus Augitkryställchen gebildeter Grundmasse, in welcher Augit- und Olivinkrystalle porphyrisch ausgeschieden sind. Der Nephelin tritt hier als Fülle auf, und wurde auch mikrochemisch nachgewiesen.

Der vulcanische Herd, welchem die Eruptivgesteine des Steinberges entstammen, förderte also anfänglich ein relativ saures basaltisches Magma (Nephelinbasanit), dann Tuffmaterial, schliesslich ein sehr basisches Magma (Nephelinbasalt). Letzteres wurde vorerst in Form von Bomben ausgeworfen, floss aber später, eine Decke bildend, ab.

Mineralogisches Institut der deutschen Universität in Prag, Mai 1896.

Digitized by Google

XVII. Notizen.

Ueber ein neues Vorkommen von amorphem Greenockit in Laurion.

Seit zwanzig Jahren betreibt im Lauriongebiet von Attika eine französische Gesellschaft, an deren Spitze J. B. Serpieri steht, emsigen Bergbau auf Blei, Silber, Kupfer und ganz besonders Zink. Ausser der schwarzen, metallglänzenden Zinkblende, welche eine grosse Aehnlichkeit mit der in Freiberg in Sachsen vorkommenden besitzt und gewöhnlich den silberhältigen Bleiglanz begleitet, ist es hauptsächlich der Galmei, Zinkspath und Smithsonit, welcher in ungeheuren Nestern zwischen den Thonglimmerschiefer- und Kalkstein-, respective Marmorschichten vorkommt.

Man kann sich nichts Verschiedenartigeres denken als die Abarten der zutage geförderten Galmeimuster. Obwohl sie alle, von Beimengungen befreit, einen Gehalt von über 75 Procent $ZnCO_3$ und die nicht zu verleugnende Absatz- oder Sinterstructur aufweisen und dabei entweder dicht und durchscheinend mit nierenförmiger Oberfläche oder feinkörnig oder faserig sind, zeigen manche eine schwarze oder tiefgraue Farbe infolge von Braunsteinbeimengungen, manche sind hochroth durch Eisenoxyd, manche gelb und bröckelig wie Eisenocker, manche intensiv gelb und glasartig von einem Cadmiumgehalt, andere blendend weiss und marmorähnlich, wieder andere dunkelblau von Lazurit oder hellblau oder grünlichblau durch Malachit, himmelblau durch Nickelcarbonat (Büratit) und andere wieder könnte man füglich für Kupfererze halten, wie denn auch Lazurit, Malachit, Kuprit und gediegenes Kupfer aus den Schachten von Kamarisa den Galmei gewöhnlich begleiten.

Indem ich mir vorbehalte, über interessante Substitutionen in Adaminen, Büratiten und Dialogiten zu berichten, beschränke ich mich hier blos auf die Beschreibung des glasglänzenden, durchscheinenden, röthlich-bernsteingelben und cadmiumhältigen Galmeis, auf welchem manchmal ein hell-neapelgelber, pulveriger, amorpher Anflug von Schwefelcadmium = Greenockit aufsitzt. Auch in Zwischenräumen oder kleinen Höhlungen der Galmeimassen finden sich solche hellgelbe Anflüge, die im ganzen jedoch höchst selten vorkommen.

Der gelbe Galmei hat folgende Zusammensetzung:

Zinkoxyd	62·060	Procente
Cadmiumoxyd	2·700	„
Eisenoxydul	0·592	„
Kalk	0·123	„
Magnesia	0·219	„
Thonerde	0·020	„
Kieselsäureanhydrid . .	0·180	„
Schwefel	0·190	„
Kohlendioxyd	33·895	„
	99·979	

Digitized by Google

woraus berechnet wurde:

Zinkcarbonat	92·57	Procente
Cadmiumcarbonat . . .	2·62	„
Schwefelcadmium	0·85	„
Zinkoxyd	2·07	„
Eisencarbonat	0·81	„
Eisenoxyd	0·08	„
Calciumcarbonat	0·22	„
Magnesiumcarbonat . . .	0·46	„
Thonerde	0·02	„
Kieselsäure	0·18	„
	99·88	

Der gelbe Anflug wurde abgeschabt, unter dem Mikroskop ohne jegliches Merkmal einer Krystallisation befunden, während Greenockit bekanntlich hexagonal hemimorph ist; er decrepitirte ohne zu schmelzen und wurde erhitzt dunkelroth, gab auf Kohle den Cadmiumbeschlag und löste sich in heisser Salzsäure unter H_2S-Entwicklung auf. Es ist also reiner, meines Wissens zum ersten Mal untersuchter amorpher Greenockit. Auch das Vorkommen von Greenockit in Laurion war bisher unbekannt.

Seine Zusammensetzung ist:

Cadmium	77·22	Procente
Schwefel	22·47	„
Zink	Spur	
Kohlenoxyd	Spur	

Athen, Universitäts-Laboratorium, Mai 1896.

Dr. A. C. Christomanos.

Digitized by Google

XVIII. Literatur.

Krystallographie, Physik, Chemie.

Bensaude A.: Die wahrscheinlichen Ursachen der anomalen Doppelbrechung der Krystalle. Eine Erwiderung auf die Bemerkungen des Herrn Professor R. Brauns. — Lissabon, National-Druckerei, 1896.

Cathrein A.: Vervollkommnung des Dichroskops. — Zeitschr. f. Instrumentenkunde. 1896.

Dölter C.: Verhalten der Mineralien zu den Röntgen'schen X-Strahlen. — Neues Jahrb. f. Min. etc. 1896, II.

Fedorow E. v.: Universalmethode und Feldspathstudien. I. Methodische Verfahren. — Zeitschr. f. Kryst. XXVI.

Goldschmidt V.: Ein Projectionsgoniometer. — Zeitschr. f. Kryst. XXV.

Derselbe: Ueber krumme Flächen (Uebergangsflächen) mit Beobachtungen am Phosgenit. — Zeitschr. f. Kryst. XXVI.

Lang Victor v.: Ueber die Symmetrieverhältnisse der Krystalle. — Sitzungsber. d. kais. Akad. d. Wissensch. in Wien. Mathem.-naturw. Classe. Bd. CV, Abth. IIa, 1896.

Linck G.: Die Beziehungen zwischen den geometrischen Constanten eines Krystalls und dem Moleculargewicht seiner Substanz. — Zeitschr. f. Kryst. XXVI, 3.

Lippich F.: Dreitheiliger Halbschatten-Polarisator. — Sitzungsber. d kais. Akad. d. Wissensch. Wien. Bd. CV, Abth. IIa.

Schmidt A.: Wiederkehr gleicher Flächenwinkel im regulären Krystallsysteme. — Zeitschr. f. Kryst. XXV.

Stroesco P.: Recherches sur les formes cristallines des Thymoquinones substituées, de leurs dérivés et des quelques dérivés de la Toluhydroquinone. — Thèse présentée à la Faculté des Sciences de l'Université de Genève. 1896.

Viola C.: Ueber geometrische Ableitung in der Krystallographie. — Zeitschr. f. Kryst. XXVI.

Derselbe: Ueber die Symmetrie der Krystalle und Anwendung der Quaternionenrechnung. — Neues Jahrb. f. Min. etc. Beil. Bd. X.

Wulff L.: Zur Morphologie des Natronsalpeters. — Sitzungsber. d. kön. preuss. Akad. d. Wissensch. zu Berlin, 1896. XXXVIII.

Derselbe: Bemerkungen zu der Arbeit J. W. Retger's „Zur Definition des Begriffs Krystall". — Neues Jahrb. f. Min. 1896, II.

Derselbe: Bericht über seine Erfolge in Krystallzucht, 1894—1896. Selbstverlag.

Mineralogie.

Bauer Max: Edelsteinkunde. Eine allgemein verständliche Darstellung der Eigenschaften, des Vorkommens und der Verwendung der Edelsteine nebst einer Anleitung zur Bestimmung derselben für Mineralogen, Steinschleifer, Juweliere etc.,

Digitized by Google

mit 20 Tafeln in Farbendruck, Lithographie etc., sowie vielen Abbildungen im Text. 9., 10. und 11. (Schluss-) Lieferung. Leipzig, Hermann Tauchnitz, 1896.

Bücking H.: Neues Vorkommen von Kalifeldspath Turmalin, Apatit und Topas im Granit des Fichtelgebirges. — Bericht über die Senckenberger Naturforscher-Gesellschaft in Frankfurt am Main. 1896.

Chester Albert H.: On Caswellite an altered Biotite from Franklin Furnace, N. J. — Geological survey of New Jersey, 1895.

Hobbs W. H.: Die krystallisirten Minerale aus dem Galena-Limestone des südlichen Wisconsin und des nördlichen Illinois. — Zeitschr. f. Kryst. XXV.

Derselbe: A Summary of Progress in Mineralogy in 1895. — American Naturalist. 1896.

Ries Heinrich: The monoclinic pyroxenes of New York State. — Annales of the New York Academy of Sciences. Vol. IX. 1896.

Weinschenk E.: Die Mineral-Lagerstätten des Gross-Venediger-Stockes in den Hohen Tauern. Ein Beitrag zur Kenntnis der „Alpinen Mineral-Lagerstätten". — Zeitschr. f. Kryst. XXVI. Heft 4/5.

Geologie, Petrographie.

Andreae A.: Kurze Mittheilung über Diallag-Aplite, sowie über Wollastonitgesteine im Gabbro vom Radauthal bei Harzburg. — Mitth. a. d. Römer-Museum Hildesheim, Nr. 5, 1895.

Andreae A. und Osann A.: Erläuterungen zu Blatt Heidelberg der geologischen Specialkarte des Grossherzogthums Baden. — Heidelberg 1896.

Berghell H.: Bidrag till Kännedomen om södra Finlands Kvartära Nivåförändringar. (Beiträge zur Kenntnis der quartären Niveauschwankungen Süd-Finlands.) — Bulletin de la Commission Géologique de la Finlande Nr. 5. Helsingfors 1896.

Bittner A.: Dachsteinkalk und Hallstätter Kalk. — Wien, Selbstverlag des Verfassers, 1896.

Brögger W. C.: Die Eruptivgesteine des Kristiania-Gebietes. II. Die Eruptionsfolge der triadischen Eruptivgesteine bei Predazzo in Südtirol. — Kristiania 1895.

Brezina A.: Ueber neuere Meteorite. — Verhandlungen der Gesellschaft Deutscher Naturforscher und Aerzte. Nürnberg 1893.

Derselbe: Die Meteoriten vor und nach ihrer Ankunft auf die Erde. — Vorträge des Vereines zur Verbreitung naturwissenschaftlicher Kenntnisse in Wien. XXXIII. Jahrg. 1893.

Derselbe: Die Gestaltung der Meteoriten. — Ebenda. XXXIV. Jahrg. 1894.

Derselbe: Ueber Gefüge und Zusammensetzung der Meteoriten. — Ebenda. XXXV. Jahrg. 1895.

Derselbe: Die Meteoritensammlung des k. k. naturhistorischen Hofmuseums am 1. Mai 1895, mit zwei Anhängen: 1. Berichte des Directors der Sternwarte Zacatecas, Prof. José A. y Bonilla über den Meteorsteinfall von Mazapil. 2. Die Meteoritensammlung der Universität Tübingen. — Annalen des k. k. naturhistorischen Hofmuseums in Wien. Bd. X, Heft 3 u. 4, 1896.

Cohen E.: Die Meteoriten von Laborel und Guareña. — Annalen des k. k. naturhistorischen Hofmuseums in Wien. Bd. XI, Heft 1, 1896.

Digitized by Google

Cohen E. und Deecke W.: Ueber Geschiebe aus Neu-Vorpommern und Rügen. Erste Fortsetzung. — Berlin, R. Gaertner's Verlagsbuchhandlung, 1896.

Cross Whitman and Penrose R. A. F. H.: Geology and Mining Industries of the Cripple Creek District, Colorado. — U. S. Geological Survey. 16. Annual Report. Washington 1895.

Esch E.: Die Gesteine der Ecuatorianischen Ost-Cordillere. Die Berge des Ibarra-Beckens und der Cayambe. — Inaugural-Dissert. Berlin 1896.

Frosterus B.: Ueber einen neuen Kugelgranit von Kangas niemi in Finland. — Bulletin de la Commission Géologique de la Finlande, Nr. 4. Helsingfors 1896.

Löwl F.: Der Granatspitzkern. — Jahrb. der k. k. geolog. Reichsanstalt, 1895. Bd. XL, Heft 4.

Osann A.: Siehe Andreae.

Piatnitzky P.: Ueber einige krystallinische Schiefer der Umgegend von Krivoi-Rog in Süd-Russland. — Mitth. des naturw. Vereines f. Neu-Vorpommern und Rügen. 28. Jahrg. 1896.

Porro C.: Geognostische Skizze der Umgebung von Finero (Cannobina-Thal). — Zeitschr. der deutschen geolog. Gesellschaft, 1895.

Ramsay W.: Till fragån om det senglaciala hafvets utbredning i södra Finland jemte bihang 1 och 2 af V. Hackman och J. J. Sederholm, samt 3 (résumé en français) — Bull. de la Commission géologique de la Finlande Nr. 3. Helsingfors 1896.

Renard A. F.: Notice préliminaire sur la météorite de Lesves. — Bull de l'Académie royale de Belgique. 3e série, Tome XXXI. Nr. 6. 1896.

Renard: Siehe auch de la Vallée Poussin.

Sabatini V.: Relazione del lavoro eseguito nel biennio 1893, 94 sui Volcani dell' Italia centrale e i loro prodotti. — Boll. R. comitata geologica 1895. Nr. 3.

Derselbe: Sulla origine del Felspato nelle Leucititi Laziali. — Boll. della Soc. Geologica Italiana. Vol. XV, 1, 1896.

Derselbe: Sopra alcune roccie della Colonia Eritrea. Capitolo I. scisti cristallini. — Boll. del R. Comitato Geologico. 1895, 4.

de la Vallée Poussin C. et Renard A. F.: Les Tufs keratophyriques de la Mehaigne. — Mémoires publiés de l'Académie royale de Belgique. Tome LIV, 1896.

Viola C.: Osservazioni geologiche fatte nella Valle del Sacco in Provincia di Roma, studio petrografico di alcune roccie. — Boll. del com. geologico. 1896, Nr. 1.

Wehrli Leo: Das Dioritgebiet von Schlans bei Disentis im Bündner Oberland; geologisch-petrographische Studie mit einer geologischen Karte 1 : 50.000 und 6 Tafeln. — Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz. Bern 1896. Neue Folge, VI. Lieferung.

Gottlieb Gistel & Comp. in Wien.

Digitized by Google

XIX. Bericht über die vulcanischen Ereignisse während des Jahres 1894.

Von **E. Rudolph** in Strassburg im Elsass.

Indem ich es übernehme, die bisher von Herrn S. Knüttel für diese Mittheilungen gelieferten Berichte fortzuführen, sehe ich mich genöthigt, einige Bemerkungen vorauszuschicken, um das Verfahren, welches ich bei der Abfassung dieses meines ersten Berichtes befolgt habe und welches sich in einem wesentlichen Punkte von dem meines Vorgängers unterscheidet, zu rechtfertigen.

Herr Knüttel betitelte seine Beiträge als „Bericht über die vulcanischen Ereignisse im engeren Sinne" und begnügte sich dementsprechend damit, den rein eruptiven Act zu schildern. Vom wissenschaftlichen Standpunkte aus kann ich eine solche Beschränkung nicht für zulässig erachten. Diejenigen Vorgänge, welche die Eruption selber ausmachen, sind unstreitig die wichtigsten und ihre Beobachtung und genaue Verzeichnung ist für alle vulcanologische Forschung unerlässlich. Die Kenntnis dieser Vorgänge allein genügt aber noch nicht, um den Charakter einer Eruption zu verstehen und sich ein Urtheil über die Ursache derselben zu bilden. Ergänzend treten diejenigen Erscheinungen hinzu, welche zeitlich und örtlich in einem mehr oder minder engen Zusammenhange mit dem Ausbruch eines Vulcans stehen. Ich rechne zu diesen Erscheinungen secundärer Art in erster Linie die sogenannten vulcanischen Erdbeben, seien sie makroseismischer oder mikroseismischer Natur, mögen sie in dem Gebiet des Vulcans selber auftreten oder durch eine Eruption in einem dem Vulcan benachbarten Gebiet veranlasst sein. Hieher gehören ferner das Verhalten von Fumarolen und Solfataren, etwaige submarine Ausbrüche, Luftdruckschwankungen, die Erscheinungen der Ebbe und

Digitized by Google

Flut und andere Phänomene. Von hoher Wichtigkeit für das Studium der Vulcane ist endlich auch das gegenseitige Verhalten benachbarter Vulcane während einer Eruptionsperiode. Auf alle diese geodynamischen Fragen werde ich, soweit sich Veranlassung zur Erörterung derselben bietet, in den folgenden Zeilen eingehen.

Einer Rechtfertigung bedarf ferner das Zurückgreifen auf vulcanische Ausbrüche, welche in früheren Jahren stattgehabt haben. Zu diesem Schritt war ich durch die eigenthümliche Art der Berichterstattung des Herrn Knüttel veranlasst. Ein Blick in die beiden Berichte desselben genügt, um zu erkennen, dass das Hauptgewicht auf die Eruptionen der Vulcane Ostindiens gelegt ist. In dieser Hinsicht kann ich es meinem Vorgänger leider nicht gleichthun, da mir die in Holländisch-Ostindien erscheinenden Zeitungen nicht zur Verfügung stehen, aus denen derselbe seine Nachrichten schöpfte. Dagegen sind die italienischen Vulcane über Gebühr kurz behandelt. Die grosse Eruption von Vulcano ist gar nicht erwähnt, Stromboli ist in wenigen Zeilen abgemacht, für Vesuv und Aetna sind nur die Schlussfolgerungen mitgetheilt, welche sich aus den eingehenden Beobachtungen und Untersuchungen ergeben haben. Und doch sind gerade über die letzten Ausbrüche dieser Vulcane wertvolle Arbeiten erschienen, welche einen grossen Fortschritt in der Vulcanologie bezeichnen. Für die Eruptionen des Bandai-San und Azuma-San in Japan, des Vulcans Mayon auf Luzon, der Vulcane Neuseelands und anderer konnte Herr Knüttel nur nach Zeitungsnachrichten berichten. Da nun über alle diese erwähnten Vulcanausbrüche erst in jüngster Zeit wissenschaftliche Abhandlungen veröffentlicht sind, so habe ich es für angezeigt gehalten, auf dieselben in dem vorliegenden Bericht noch einmal zurückzukommen.

In einem Punkt steht mein Bericht hinter den beiden vorhergehenden leider noch weit zurück. Ueber die amerikanischen Vulcane ist in den letzteren ausführlich berichtet, während es mir nur für den Calbuco in Chile gelungen ist, einige Nachrichten zu sammeln. Es liegt dies hauptsächlich daran, dass es mir noch nicht möglich war, mit allen den Herren in Verbindung zu treten, welche meinen Vorgänger beim Sammeln des Materiales unterstützt haben. Eine Ausnahme macht Herr Prof. Dr. A. Wichmann in Utrecht, dessen liebenswürdigem Entgegenkommen ich es verdanke, dass ich über den Ausbruch des Vulcans Galunggung auf Java schon in

Digitized by Google

diesem Bericht ausführliche Mittheilungen machen kann. Es sei mir gestattet, demselben auch an dieser Stelle für seine freundliche Unterstützung meinen wärmsten Dank auszusprechen. Herr Prof F. Blumentritt in Leitmeritz hat mir für die Zukunft seine Beihilfe versprochen.

Einer Aufforderung des Herrn Herausgebers entsprechend habe ich jedem Abschnitt eine bibliographische Uebersicht der betreffenden vulcanologischen Literatur vorangestellt. Es war mein Bestreben, dieselbe möglichst vollständig zu halten. Nur bei denjenigen Abschnitten, welche die Vulcane des ostindischen Archipels, Neuseelands, der Insel Hawaii und die Vulcaninseln behandeln, bin ich über den durch den Inhalt gebotenen Rahmen hinausgegangen und habe sie für die früheren Jahre ergänzt. Es ist dies nur aus dem Grunde geschehen, weil Herr Knüttel für die genannten Vulcane bereits einige Literaturangaben gemacht hat. Zum Zwecke der Vervollständigung habe ich diejenigen Arbeiten hinzugefügt, welche später erschienen sind oder demselben entgangen waren. Die Zahlen, welche im unten folgenden Text den Autornamen in ( ) beigefügt sind, deuten an, dass an der betreffenden Stelle die unter der gleichen Nummer in der bibliographischen Uebersicht angeführte Abhandlung angezogen ist.

Vesuv.

Bibliographie.

1. Baratta M.: Alcune osservazioni su l'attuale fase eruttiva del Vesuvio. Annali dell' Ufficio Centr. Meteorol. e Geodinamico Ital. Ser. IIa, 1890, Bd. XII, Theil 1; Rom 1893, pag. 121—131.
2. Derselbe: Le fasi ed i periodi eruttivi dei vulcani. Il Pensiero Italiano. Mailand 1893, S.-A. 8 S.
3. Becke F.: Bemerkung zu R. V. Matteucci, Die vulcanische Thätigkeit des Vesuvs während des Jahres 1894. Tschermak's Mineral. und Petrogr. Mitth. N. F. Wien 1895, Bd. XV, pag. 89—90.
4. Denza F.: Eruzioni del Vesuvio. Annuario Scient. Industr. Mailand, Bd. XXVIII.
5. Johnston-Lavis H. J.: The Volcanic Phenomena of Vesuvius and its neighbourhood. Report of the British Assoc. 1890, pag. 397—400; 1891, pag. 312—320; 1893, pag. 471—473; 1894, pag. 315—318.
6. Derselbe: L'eruzione del Vesuvio del 7 giugno 1891.
   Rassegna delle Scienze geol. in Italia 1891, Bd. I, pag. 3—12, 4 Abbild.
   The Mediterranean Naturalist 1891, Bd. I, pag. 21—22, 54—57, 1 Abbild.
   La Nature 1891, Bd. XIX, pag. 152—154, 4 Abbild.

Digitized by Google

7. Derselbe: The Eruption of Vesuvius of June 7th 1891.
Nature 1891, Bd. XLIV, pag. 160—161, 320—322, 1 Abbild.

8. Derselbe: The South-Italian Volcanoes being the account of an excursion to them made by English and other Geologists in 1889 under the auspices of the Geologists' Association of London with papers on the different localities by Messrs. Johnston-Lavis, Platania, Sambon, Zezi and Mad. Antonia Lavis. Including the Bibliography of the Volcanic Districts. Naples 1891. Gr. 8°, 342 S., 16 Taf.
a) Johnston-Lavis: The Round Trip in Detail, pag. 1—35.
b) Platania G.: Geological Notes on Acireale, pag. 39—44.
c) Johnston-Lavis: A short and concise Account of the Geology of Vesuvius and Mte. Somma, pag. 45—58.
d) Sambon L.: Notes on the Eolian Islands and Pumice Stone, pag. 59—72.
e) Johnston-Lavis: Thermo-Mineral and Gas springs of Sujo, pag. 73—82.
f) Zezi P.: The Travertine and the Acque Albule in the Neighbourhood of Tivoli, pag. 83—88.
g) Mad. Antonia Lavis and H. J. Johnston-Lavis: Bibliography of the Geology and Eruptive Phenomena of the South Italian Volcanoes that were visited in 1891 as well as of the Submarine Volcano of a. D. 1831, pag. 90 bis 332.

9. Johnston-Lavis H. J.: The study of ejected blocks. Nature 1894—1895, Bd. LI, pag. 251.

10. Derselbe: The Science of Vulcanology. Introductory Address to a Course of Lectures on Vulcanology, delivered in the R. Univ. of Naples. Nature 1894, Bd. L, pag. 66—68.

11. Derselbe: Geological Map of Monte Somma and Vesuvius. Karte in 6 Bl. 1 : 10.000 mit Begleitworten: A Short and Concise Account of the Eruptive Phenomena and Geology of Monte Somma and Vesuvius. London 1891.

12. Lobley J. Logan: Mount Vesuvius. A Descriptive, Historical and Geological Account of the Volcano and its Surroundings. With Maps and Illustrations. London 1889, 8°, 386 S.

13. Matteucci R. V.: Sulla fase eruttiva del Vesuvio cominciata nel giugno 1891. Atti della R. Accad. delle Scienze fisiche e matem. di Napoli. Ser. IIa, 1893, Bd. V, Nr. 2, 28 S., 2 Taf.

14. Derselbe: Nuove osservazioni sull' attuale fase eruttiva del Vesuvio (Novembre 1891 — Luglio 1892).
Boll. Mens. della Soc. Meteorol. Ital. Moncalieri. Ser. IIa, 1892, Bd. XII, pag. 151—156, 4 Abbild.

15. Derselbe: Due parole su l'attuale dinamica del Vesuvio. Boll. Mens. della Soc. Meteorol. Ital. Moncalieri. Ser. IIa, 1894, Bd. XIV, pag. 1—4, 1 Abbild.

16. Derselbe: La fine dell' eruzione vesuviana (1891—1894). Boll. Mens. della Soc. Meteorol. Ital. Moncalieri. Ser. IIa, 1894, Bd. XIV, pag. 51—57.

17. Derselbe: Die vulcanische Thätigkeit des Vesuvs während des Jahres 1894. Tschermak's Mineral. und Petrogr. Mitth. N. F. Wien 1895, Bd. XV, pag. 77 bis 89, 1 Taf.

Digitized by Google

18. Derselbe: Der Vesuv und sein letzter Ausbruch von 1891—1894. Tschermak's Mineral. und Petrogr. Mitth. N. F. Wien 1895, Bd. XV, pag. 325—349. 1 Karte 1 : 15.000, 2 Taf. mit Profilen, 2 Abbild.

19. Mercalli G.: Notizie vesuviane (1892—1893). Boll. della Soc. Sismologica Ital. Rom 1895, Bd. I, pag. 26—32, 1 Abbild.

20. Derselbe: Il terremoto sentito in Napoli nel 25 gennaio 1893 e lo stato attuale del Vesuvio. Boll. Mens. della Soc. Meteorol. Ital. Moncalieri. Ser. IIa, 1893, Bd. XIII, pag. 65—66.

21. Palmieri L.: Sull' ultima recente fase eruttiva del Vesuvio. Boll. Mens. della Soc. Meteorol. Ital. Moncalieri. Ser. IIa, 1891, Bd. XI, pag. 137.

22. Derselbe: Sull' ultimo periodo eruttivo del Vesuvio. Annuario Meteorol. Ital. Turin 1892, Bd. VII, pag. 257—263.

23. Derselbe: Il Vesuvio nel 1892. Boll. Mens. della Soc. Meteorol. Ital. Moncalieri. Ser. IIa, 1892, Bd. XII, pag. 196.

24. Derselbe: Il Vesuvio nel 1893. Boll. Mens. della Soc. Meteorol. Ital. Moncalieri. Ser. IIa, 1893, Bd. XIII, pag. 184.

25. Derselbe: Sulle presenti condizioni del Vesuvio. Boll. trim. della Soc. alp. merid. Neapel. Bd. II.

26. Derselbe: Il Vesuvio e la Solfatara contemporaneamente osservati. Boll. Mens. della Soc. Meteorol. Ital. Moncalieri. Ser. IIa, 1891, Bd. XI, pag. 122.
Rendiconti dell' Accad. delle Scienze fis. e matem. Napoli. Ser. IIa, 1891 Bd. V, pag. 161—162.

27. Derselbe: Osservazioni simultanee sul dinamismo del cratere vesuviano e della grande fumarola della Solfatara di Pozzuoli, fatte negli anni 1888—89—90. Rendiconti dell' Accad. delle Sc. fis. e matem. Napoli 1890, Bd. IV, pag. 206 bis 208. Annuario Meteorol. Ital. Anno VI, 1891, pag. 141—144.

28. Derselbe: La corrente tellurica ed il dinamismo del cratere vesuviano durante l'ecclisse solare del dì 17 giugno 1890. Rendiconti dell' Accad. delle Sc. fis. e matem. Napoli 1890, Bd. IV, pag. 164; 1891, Bd. V, pag. 161. Boll. Mens. della Soc. Meteorol. Ital. Ser. IIa, 1890, Bd. X, pag. 144.

29. Sabatini V.: Sull' attuale eruzione del Vesuvio. Boll. del R. Comitato Geologico d'Italia. Ser. IIIa, 1895, Bd. VI, pag. 149—164.

30. Wiet: Reprise actuelle d'activité du Vésuve. Comptes Rendus des Séances de l'Acad. des Sciences. Paris 1890, 2. Sem., Bd. CXI, pag. 404—405.

Regelmässige Beobachtungen über den Zustand des Vulcans werden auf dem meteorologischen Observatorium von Valle di Pompei angestellt. Die Ergebnisse derselben sind in dem Boll. Mens. della Soc. Meteorol. Ital. Moncalieri veröffentlicht, und zwar für die Jahre 1891 und 1892 von C. M. Tosti, für 1893 von V. Capaccio und für 1894 von P. Pellegrini. Ausserdem erstattet L. Palmieri vom Osservatorio meteorologico vesuviano in derselben Zeitschrift monatlich in zusammenfassender Weise Bericht über die Veränderungen des Vesuvs.

Nach der grossen Eruption von 1872 verharrte der Vesuv in fast vollständiger Ruhe bis gegen das Ende des Jahres 1875. Mit

Digitized by Google

dem 18. December 1875 trat der Vulcan in eine Periode von Strombolithätigkeit, welche bis zum Jahre 1895 anhielt. Unterbrochen wurde dieselbe mehrere Male durch Phasen einer verstärkten Thätigkeit, bei welcher die Lava entweder über den Rand des Gipfelkraters oder durch seitliche Spalten ausfloss. Die letzte dieser Phasen begann am 7. Juni 1891, als der Eruptionskegel plötzlich um 5 h 45 m Nachmittags barst.

Die Bruchlinie durchsetzt den Kegel in der Richtung von NNW. nach SSO., beginnt auf der Nordseite im *Atrio del Cavallo* und reicht auf dem Südabhange des Kegels nur etwa 100 Meter weit abwärts. Die Spalte fällt in ihrer ganzen Länge mit zwei älteren zusammen, welche sich bei den beiden Eruptionen von 1868 und 1885 gebildet hatten, es liegt daher die Annahme nahe, dass bei der jüngsten Eruption die alten Brüche nur von neuem aufgerissen wurden.

Auf dieser Spalte entstanden von oben bis unten, vom Rande des Kegels bis zur Basis des *Atrio del Cavallo*, nacheinander mehrere Bocchen, im ganzen fünf, aus denselben ergoss sich ein Lavastrom, der nach N. in's Atrio abfloss. In dem Maasse, wie die Spalte sich immer weiter aufriss und sich immer weiter unten eine neue Bocca bildete, verlegte sich der Ausflusspunkt für die Lava von einer höheren Oeffnung zu der nächst tieferen, so dass schliesslich nur die tieferen Bocchen thätig blieben, deren Laven bis an den Fuss des Monte di Somma flossen und den Boden des Atrio nach verschiedenen Seiten hin bedeckten.

Die eruptive Thätigkeit des Vulcans hielt, von mehreren Ruhepausen unterbrochen, bis zum Jahre 1894 an und erreichte am 4. Februar erst ihr Ende. Die mannigfach wechselnden Erscheinungen, welche sich in dieser Zeit am Gipfelkrater des Vesuvs abgespielt haben, sind von R. V. Matteucci (13, 14, 15, 16) eingehend beschrieben worden; die Hauptresultate hat schon Herr Knüttel in seinem letzen Berichte mitgetheilt. Ich halte es deswegen für überflüssig, hier noch einmal auf diese vulcanische Periode des Vesuvs zurückzukommen, um so mehr, als Herr R. V. Matteucci (17, 18) bereits in dieser Zeitschrift in zwei Abhandlungen eine zusammenfassende Uebersicht über den Vesuv und seinen letzten Ausbruch gegeben hat, und beschränke mich darauf, auf zwei Erscheinungen hinzuweisen, von denen die eine, das Erdbeben vom 25. Jänner 1893 in Neapel, während der Eruptionsperiode des Vesuvs statthatte.

Digitized by Google

Um 12 h 20 m Nachmittags verspürte man in der Gegend zwischen *Potenza* und *Caserta* einen ziemlich heftigen Erdstoss. Die Verbreitung der Intensität desselben war im Gebiet von *Neapel* eine sehr verschiedene. In dem östlichen und tiefer gelegenen Theile der Stadt war die Erschütterung ganz bedeutend und überstieg die Intensität den Grad IV der Scala De Rossi-Forel; im Norden und Westen erreichte die Intensität nicht einmal den Grad III. Die Ursache dieses Unterschiedes ist, abgesehen von der verschiedenen Beschaffenheit des Untergrundes der Stadt, vor allem in der Lage des Epicentrums des Erdbebens zu suchen. G. Mercalli (20) vermuthete sofort, dass es sich um ein lucanisches Erdbeben handle. Die später eingetroffenen Nachrichten bestätigten seine Vermuthung vollauf, indem sich herausstellte, dass in der Gegend von *Petina* und *Sicignano* die Erschütterung am stärksten gewesen sei und den Grad VIII erreicht habe.

Auf dem *Vesuv*-Observatorium war der Stoss ganz kurz und schwach, auf den Abhängen des Vulcans im allgemeinen weniger stark als in der Ebene am Fuss desselben. Die Thätigkeit des *Vesuvs* wurde in keiner Weise durch das Erdbeben beeinflusst.

Um über die Frage nach dem Zusammenhang zwischen der Thätigkeit des Vesuvkraters und derjenigen der grossen *Solfatara* von *Pozzuoli* Klarheit zu verbreiten, hat L. Palmieri (26 und 27) drei Jahre hindurch (1888 bis 1890) regelmässige Beobachtungen über die Intensität der Solfatara-Thätigkeit anstellen lassen, während er selbst auf dem *Vesuv*-Observatorium sowohl alle in dem Krater eintretenden Veränderungen notirte als auch die Bodenerschütterungen an den seismometrischen Apparaten beider Stationen verfolgte. Aus den fast dreijährigen gleichzeitigen Beobachtungen geht hervor, dass die starken Eruptionen der *Solfatara* und des *Vesuvs* ziemlich oft zusammenfielen, indessen fehlt es auch nicht an Zeichen einer Autonomie und Unabhängigkeit der beiden vulcanischen Herde. Beachtenswerth ist, dass die schwachen von den Apparaten verzeichneten Erdstösse stets zusammenfielen. Wie ferner beim *Vesuv* einer Zunahme der seismischen Thätigkeit regelmässig eine stärkere eruptive Thätigkeit des Kraters folgte, so entsprach auch an der *Solfatara* der stärkeren Erschütterung ein höherer Grad der Solfatara-Thätigkeit.

Von den Veränderungen des Luftdrucks wurde die Fumarolenthätigkeit in keiner Weise beeinflusst. Hingegen entwickelte

Digitized by Google

die Fumarole zur Zeit der Syzygien meist grössere Mengen von Dampf, geradeso wie auch der *Vesuv* in diesen Zeiten eine lebhaftere Thätigkeit aufwies. Besonders auffallend zeigte sich die Abhängigkeit der eruptiven Thätigkeit des *Vesuvs* am Tage der partiellen Sonnenfinsterniss vom 17. Juni 1890. Die Zunahme der Thätigkeit des Kraters hatte schon in der vorhergehenden Nacht mit häufigem Brüllen und dem Ausstossen einer grossen Menge von Projectilen begonnen. Diese grössere Thätigkeit, die auch vom Seismographen angezeigt war, hatte in den Nachmittagsstunden fast ganz aufgehört. L. Palmieri (28) hat in den langen Eruptionsperioden des *Vesuvs* stets eine Zunahme in den Epochen der Syzygien und eine Abnahme in der Epoche der Quadraturen beobachtet; die soeben angeführte Thatsache lässt sich in diese Regel mit einreihen, welche nicht blos durch die langjährigen Beobachtungen Palmieri's, sondern auch durch die Geschichte der grösseren Ausbrüche des Vulcans bestätigt wird.

Aetna.

Bibliographie.

1. Aloi Ant.: L'eruzione dell' Etna nel 1892 con cenno storico sulle precedenti eruzioni. Bollettino del Club Alpino Ital. 1892, Bd. XXVI, pag. 247—284, 2 Abbild., 1 Karte.
2. Derselbe: L'eruzione dell' Etna da luglio a novembre 1892. Rivista Mensile del Club Alp. Ital. 1892, Bd. XI, pag. 185—189, 238—244, 267—271, 304 bis 307, 339—341.
3. Arcidiacono S.: L'éruption de l'Etna en 1892. La Nature 1893, Bd. XXI, 1. Sem., pag. 353—354.
4. Baltzer A.: Die Aetna-Eruption von 1892. Neues Jahrb. f. Mineralog. u. s. w. 1893, I, pag. 75—88.
5. Baratta M.: La vulcanologia e la recente eruzione dell' Etna. Boll. della Soc. Geografica Ital. 1893, S.-A. 5 S.
6. Derselbe: La recente eruzione dell' Etna. Il Pensiero Italiano. Mailand 1892. S.-A. 16 S.
7. Derselbe: Su l'eruzione eccentrica dell' Etna, scoppiata il 9 luglio 1892. Rassegna delle Scienze geologiche in Italia 1892, Bd. II, pag. 81—86, 1 Karte.
8. Bartoli A.: Sull' eruzione dell' Etna, scoppiata il 9 luglio 1892. Boll. Mens. della Soc. Meteorol. Ital. Ser. IIa, 1892, Bd. XII, pag. 169—179.
9. Bartoli A. e Del Lungo C.: La fine dell' eruzione dell' Etna. Boll. Mens. della Soc. Meteorol. Ital. Ser. IIa, 1893, Bd. XIII, pag. 11, 28—29.
10. Bartoli A.: Sulla temperatura delle lave dell' attuale eruzione dell' Etna. Boll. Mens. della Accad. Gioenia di Scienze nat. in Catania. N. S. 1892. Fasc. 29, pag. 2—4.

Digitized by Google

11. Derselbe: Sullo stato dell' Etna dopo la fine della grande eruzione del 1892. Boll. Mens. della Soc. Meteorol. Ital. Ser. IIa, 1894, Bd. XIV, pag. 33—35.
12. Bertelli T.: Di alcune moti tromometrici osservati in Sicilia nelle eruzioni Etnee del 1883 e 1892, e di quella sottomarina della Pantelleria nell' ottobre 1891. Boll. Mens. della Soc. Meteorol. Ital. Ser. IIa, 1892, Bd. XII, pag. 133—136.
13. Derselbe: In occasione dell' eruzione dell' Etna. Boll. Mens. della Soc. Meteorol. Ital. Ser. IIa, 1892, Bd. XII, pag. 194—195.
14. Blasi A. Di.: La Sicilia geologica e la vulcanologia dell' Etna. Turin 1891, 4°. 12 S.
15. Bucca L.: Primo rapporto sulla eruzione dell' Etna, scoppiata il 9 luglio 1892. Catania 1892, 8°. 12 S., 1 Taf.
16. Cappa U.: L'eruzione dell' Etna del luglio 1892. Boll. del R. Comitato Geologico d'Italia. Ser. IIIa, 1893, Bd. IV, pag. 12—17, 1 Karte 1 : 50 000.
17. C.(appa) U.: L'eruzione dell' Etna del luglio 1892. Boll. del R. Comitato Geologico d'Italia. Ser. IIIa, 1892, Bd. III, pag. 306. 307.
18. Chaix E.: L'éruption de l'Etna de 1892. Le Globe. Genf 1893, Bd. XXXII, pag. 75—102.
19. Derselbe: Carta vulcanologica e topografica dell' Etna. 1 : 100.000. H. Georg, Libr. — édit. Genf. Vergl. Eclogae Geol. Helvetiae. Mitth. d. Schweizer Geol. Gesellsch. Lausanne 1890—1892, Bd. II, pag. 514—515.
20. Cooke J. H.: Eruption of Etna, July 1892. The Mediterranean Naturalist, Malta. Bd. II, Nr. 15.
21. Del Lungo C.: L'Etna e le sue eruzioni. La Rassegna Nazionale. Florenz 1892, Bd. LXVII, 1. Sept. 1892.
22. Denza F.: Etna, Sicilia ed isole vulcaniche adiacenti, dal dicembre 1889 all' ottobre 1890. Annuario Meteorol. Ital. Turin 1891, Anno VI, pag. 210—222.
23. Derselbe: Etna, Sicilia ed isole vulcaniche adiacenti, dal novembre 1890 all' ottobre 1891. Annuario Meteorol. Ital. Turin 1892, Anno VII, pag. 264—269.
24. Duparc L. et Mrazec L.: Sur quelques bombes de l'Etna provenant des éruptions de 1886 et 1892. Comptes Rendus des Séances de l'Académie des Sciences. Paris 1892. 2. Sem., Bd. CXV, pag. 529—531.
25. Marano A.: L'Etna e le sue eruzione. Discorso letto nel gabinetto di Scienze e Lettere di Giarre. Riposto 1891, 16°. 42 S.
26. Mercalli G.: Sopra l'eruzione dell' Etna cominciata il 9 luglio 1892. Atti della Soc. Ital. delle Scienze Nat. Mailand 1892, Bd. XXXIV, pag. 137 bis 162, 1 Taf.
27. Derselbe: L'Etna. Natura ed Arte. Mailand 1892, Bd. I, pag. 1023—1036, 1 Taf., 4 Abbild.
28. Platania G.: The recent eruption of Etna. Nature. 1892, Bd. XLVI, pag. 542 bis 547, 8 Abbild. La Nature. 1892, 2. Sem., Bd. XX, pag. 278—282,1 Karte, 3 Abbild.
29. Pohlig H.: Ueber den diesjährigen Aetnaausbruch. Verhandl. d. naturh. Ver. d. Pr. Rheinlande u. s. w. 1892, Bd. XLIX. Sitzungsber. pag. 91—92.
30. Riccò A.: L'eruzione del'Etna. Nuova Antologia di Scienze, Lettere ed Arti. Rom 1892, Ser. III, Bd. XL, pag. 702—704; Bd. XLI, pag. 125—140, 263 bis 278, 1 Abbild.

Digitized by Google

31. Riccò A.: Eruption de l'Etna de 1892. Comptes Rendus des Séances de l'Académie des Sciences. Paris 1892, 2. Sem., Bd. CXV, pag. 687—689.
32. Derselbe: La lava incandescente nel cratere centrale dell'Etna e fenomeni geodinamici concomitanti. Annali dell'Ufficio Centr. Meteorolog. e Geodinam. Ital. Ser. IIa. Rom 1894. Bd. XV, Th. 1, pag. 1—11, 1 Taf.
33. Derselbe: Breve relazione sui terremoti del 7 ed 8 agosto 1894 avvenuti nelle contrade etnee. Boll. Mens. della Soc. Meteorol. Ital. Ser. IIa, 1894, Bd. XIV, pag. 145—148.
34. Riccò A. ed Arcidiacono S.: Osservazioni geodinamiche e meteoriche eseguite nel R. Osservatorio di Catania e nella annessa rete geodinamica durante l'eruzione del 1892. Bull. della Accad. Gioenia di Scienze nat. in Catania. N. S. 1893, Fasc. 34—35, pag. 7.
35. Romano S.: Le più recenti eruzione dell' Etna. Geografia per tutti. Mailand, Anno IV, Nr. 11.
36. Silvestri O.: Etna, Sicilia ed isole vulcaniche adjacenti sotto il punto di vista dei fenomeni eruttivi e geodinamici avvenuti durante l'anno 1888. Atti della Accad. Gioenia di Scienze nat. in Catania. Anno 65, Ser. IVa, 1889, Bd. I. Annuario Meteorol. Ital., Anno IV, 1889, pag. 316—355.
37. Derselbe: Etna, Sicilia ed isole vulcaniche adjacenti, sotto il punto di vista dei fenomeni eruttivi geodinamici avvenuti durante l'anno 1889. Boll. Mens. della Soc. Meteorol. Ital. Ser. IIa. 1890, Bd. X, pag. 22—25, 42—44, 55—58.
38. Silvistri O. ed Arcidiacono S.: Etna, Sicilia ed isole vulcaniche adjacenti sotto il punto di vista dei fenomeni eruttivi e geodinamici avvenuti durante l'anno 1889. Atti della Accad. Gioenia di Scienze nat. in Catania. Anno 66. Ser. IVa, 1889—90, Bd. II, pag. 221—249.
39. Wallerant F.: Sur l'éruption actuelle de l'Etna. Comptes Rendus des Séances de l'Acad. des Sciences. Paris 1892, 2. Sem., Bd. CXV, pag. 370—373. La Nature. 1892, Bd XX, pag. 250—251.
40. Zuccarello V.: Descrizione dell'eruzione dell'Etna del 9 luglio 1892. Catania 1892.
41. J. H. C.: The eruption of Etna. The Mediterranean Naturalist. Malta, Bd. II, pag. 16.

Regelmässige, kurze Berichte über die am Aetna beobachteten Veränderungen werden monatlich vom Observatorium zu Acireale und Mineo im Boll. Mens. della Soc. Meteorol. Ital. veröffentlicht.

Ueber den grossen Ausbruch des *Aetna* vom 9. Juli 1892 hat Herr S. Knüttel in seinen beiden Berichten bereits einige Mittheilungen veröffentlicht. Dieselben sind jedoch so kurz gehalten und so unvollständig, dass es unmöglich ist, sich aus denselben eine klare Vorstellung von dem Charakter der Eruption zu bilden. Bei der hohen Bedeutung, welche diesem Ausbruch, wohl dem grössten des *Aetna* in diesem Jahrhundert, für die Vulcanologie zukommt, halte ich es für angezeigt, noch einmal auf denselben zurückzu-

Digitized by Google

kommen und alsdann die weitere Entwicklung der Vorgänge zu verfolgen.

Schon gegen 10 Uhr morgens sah man am 9. Juli von der *Casa del Bosco* gegen Westen am Fusse des *M. Frumento* zwei Fumajolen, welche an den vorhergehenden Tagen noch nicht existirt hatten. Um 1 Uhr 15 Minuten 20 Secunden vernahm man auf der *Casa* eine äusserst starke Detonation, gleichzeitig entstand unter dem *M. Montagnola* eine kleine Oeffnung, aus welcher grosse Mengen von Steinen emporgeschleudert wurden. Wenige Secunden später vergrösserte sich diese Oeffnung unter verstärktem Auswurf von Steinen und nach fünf Minuten entstand eine zweite Bocca. Die Richtung dieser Spalte ist annähernd eine nordsüdliche mit einer kleinen Abweichung nach Westen. Auf derselben bildeten sich noch mehrere Bocchen, welche drei kleine, niedrige und ziemlich breite Kegel aufwarfen. Dem unteren Theile dieser Spalte entstammte der erste Lavastrom, welcher schon am zweiten Tage nach dem Beginn der Eruption am Fusse des *M. Faggi* Halt machte.

Etwa 100 Meter östlich von dieser ersten Spalte und etwas weiter abwärts öffnete sich einige Stunden darauf eine zweite, bedeutend grössere Spalte von ungefähr 800 Meter Länge, welche vom Fusse der *Montagnola* bis fast an den *M. Nero* reichte. Beide Spalten sind nicht parallel, sondern convergiren leicht nach oben hin zur *Montagnola*. Diese Convergenz ist nach G. Mercalli (26) schon daraus ersichtlich, dass der höchste und grösste der Krater auf der ersten Spalte fast genau in der nördlichen Verlängerung der zweiten Spalte gelegen ist. A. Bartoli (8) vergleicht das Spaltensystem mit einem umgekehrten Y, welches in der Richtung von Nordwesten nach Südosten liege. Eine fast gerade von Norden nach Süden gerichtete Linie von mächtigen Fumajolen deutete auf noch weiter östlich gelegene secundäre Spalten, auf denen es aber nicht zur Bildung von eigentlichen eruptiven Kegeln kam, sie blieben vielmehr im Zustande von Fumarolen und beschränkten sich auf reiche Dampfentwicklung. Mercalli sieht das ganze Spaltensystem als ein radiales an, dessen Linien annähernd von Norden nach Süden gerichtet sind, aber nicht genau parallel verlaufen; denkt man sie sich bergaufwärts verlängert, so würden sie im centralen Krater des *Aetna* zusammenlaufen. U. Cappa (16) weist darauf hin, dass dieses Spaltensystem in seiner Verlängerung im Norden die *Liparischen Inseln*, im Süden das Basaltgebiet von *Syrakus* treffen würde.

Digitized by Google

Den Hauptsitz aller eruptiven Phänomene bildete während der ganzen Eruptionsperiode die zweite Spalte. Auf derselben entstanden gleich im Anfang eine ganze Reihe von Kratern (man hat deren bis zu 18 gezählt), von denen aber die meisten ihre Thätigkeit schon nach wenigen Tagen wieder einstellten; sie wurden durch das Auswurfsmaterial der grösseren Krater bald verschüttet, so dass nur noch drei Krater in Thätigkeit blieben. Von diesen stellten die beiden höher am Bergabhang gelegenen schon nach dem ersten Tage den Lavaerguss ein und beschränkten sich fortan auf das Ausstossen von glühenden Massen, Bomben und Sanden. Am thätigsten blieb während der ganzen Zeit der Eruption der am weitesten abwärts gelegene Kegel, derselbe war ganz aus Schlacken aufgebaut und barg in sich zwei Krater, von denen der eine gegen Südsüdosten, der andere nach Süden geöffnet war. Sobald die Lava durch diese tiefer gelegene Oeffnung einen leichteren Austritt gefunden hatte, hörte der Erguss aus den beiden höheren Kratern auf.

Im Verlaufe der Eruption entstanden noch andere Bocchen, so z. B. am 11. August etwa $^1/_2$ Kilometer oberhalb des nördlichsten der bis dahin bestehenden Krater. Aus dieser Bocca entwickelte sich infolge der anfänglich ziemlich heftigen eruptiven Thätigkeit ein neuer Krater, der aber seine Eruptionen bald wieder einstellte, um schliesslich nach einer langen Ruhepause eine intermittirende Thätigkeit anzunehmen. A. Riccò (30) lässt es unentschieden, ob es sich in diesem Falle um die Herstellung einer ganz neuen Bocca handle oder nur um die Wiedereröffnung einer der früher schon vorhandenen Bocchen. G. Mercalli (26) ist der letzteren Ansicht und meint, es wäre eine ganz neue Thatsache in der Geschichte der Aetnaeruptionen, wenn sich während ein und derselben Eruptionsperiode eine neue, und zwar bedeutende Bocca weiter aufwärts am Abhange über den schon vorher existirenden Bocchen gebildet haben sollte. Mercalli wird in diesem Punkte Recht haben, wenigstens erklärt Ant. Aloi (1 und 2), welcher gerade am 11. August den Eruptionsapparat genau untersucht hat, dass sich vier Stunden, nachdem er den Schauplatz verlassen habe, einer der kleinen Krater nördlich von den ersten drei grossen Kegeln wieder in Thätigkeit gesetzt habe. Durch das ausgeworfene Material baute sich später ein vierter Kegel auf, der gerade auf dem Convergenzpunkte der beiden Hauptspalten lag.

Digitized by Google

Eine andere Bocca öffnete sich in der Nacht vom 17.—18. August zwischen dem ersten und zweiten Kegel. A. Riccò (30) untersuchte diese neue Bocca am 20. August und fand, dass der Mantel des zweiten Kegels auf der Nordostseite eingestürzt war und bei jeder Explosion sich noch weiter senkte. Es handelte sich in diesem Falle also nur um eine seitlich vom Hauptkrater gelegene Bocca.

Die Krater änderten im Laufe der Eruption mehrfach ihre Gestalt und Höhe. Die grösste Höhe, welche in der ersten Periode der Bildung erreicht wurde, gibt A. Bartoli (8) zu etwa 130 Meter an, die Neigung der Abhänge gegen den Horizont betrug 32°. Von unten gesehen, schienen die Krater einen zusammenhängenden Rücken mit 5 Spitzen zu bilden; durch das ausgestossene Material wurden die Zwischenräume zwischen den einzelnen Kratern ausgefüllt, so dass alle eine ununterbrochene Basis hatten. Die Krater führen den Namen der „*Monti Silvestri*". Eine genaue Beschreibung aller während der Eruption eingetretenen Veränderungen verdanken wir Ant. Aloi (1 und 2); G. Mercalli (26) zählte am 26. September im ganzen 4 Krater, von denen einer zwei Bocchen besass, A. Bartoli (8) unterscheidet im October dagegen 5 Krater.

Die Intensität der eruptiven Thätigkeit war während der ganzen Eruptionsperiode durchaus keine constante. Schon gleich im Anfang machte sich ein Nachlassen in der Thätigkeit in so hohem Grade bemerkbar, dass man allgemein ein baldiges Erlöschen erwartete. Indessen diese Ruhe war nur von kurzer Dauer, die Eruption gewann wieder an Stärke und zeigte bisweilen eine bemerkenswerte Energie. Dieses Intermittiren, welches sich mit der Zeit immer deutlicher ausprägte, ist eine charakteristische Eigenthümlichkeit der Eruption.

Gegen Ende September fand G. Mercalli (26), dass der Ausbruch in die Phase der Dejection eingetreten war. Die Lava floss ganz ruhig aus dem untersten Theile des Eruptionsapparats, weiter oberhalb war die neue Spalte durch erkaltete Lava und durch Anhäufung von festem Eruptionsmaterial schon fast ganz geschlossen. Es liessen sich zwei Arten von Explosionen unterscheiden: diejenigen des untersten Kraters waren von der Art der Stromboli-Explosionen und wurden durch Dämpfe veranlasst, welche sich direct aus der Lava entwickelten und Lavafetzen mit sich fortrissen. Ganz anderer Art waren die Explosionen der seitlichen Bocca des zweiten

Digitized by Google

Kegels. Bei denselben fehlte das glühende Lavamaterial, sie kamen also nicht direct aus dem Magma. Mercalli stellt sich vor, dass sich unter dieser Bocca und in Verbindung mit derselben Hohlräume befanden. In denselben sammelten sich die aus dem Innern des Vulcans stammenden Dämpfe an und nahmen einen hohen Spannungsgrad an, weil ihre freie Entwicklung durch Verstopfung der Bocca verhindert war. Hatten diese Dämpfe eine hinreichend grosse Spannung erreicht, um den von dem Auswurfsmaterial geleisteten Widerstand zu überwinden, so erfolgte eine Explosion. Da das emporgeschleuderte Material zum grössten Theile wieder in die Bocca fiel, so wiederholte sich der Vorgang der Dampfansammlung stets von neuem.

Der erste Lavastrom ergoss sich, wie schon oben erwähnt, aus der westlichen Spalte in einer Breite von 20 Meter und einer Mächtigkeit von 2—3 Meter direct in der Richtung der *Casa del Bosco*. In einer Entfernung von 500 Meter oberhalb der *Casa* machte der Strom am 10. Juli 10 Uhr morgens plötzlich Halt und hat sich seitdem nicht weiter bewegt. Der Hauptlavaerguss fand aus den unteren Bocchen der zweiten Spalte statt. Die von hier ausgehenden verschiedenen Ströme vereinigten sich gleich anfangs zu einer breiten Masse, die am Nordfusse des *Monte Nero* genöthigt wurde, sich in zwei Arme, einen westlichen und einen östlichen, zu theilen. Der erstere war anfangs der mächtigere, der östliche gewann erst gegen das Ende der Eruptionsperiode an Bedeutung. Beide Ströme verzweigten sich wieder mehrfach, vereinigten sich an einigen Punkten und bedeckten ein weites Gebiet, welches im Westen durch die *Monti Faggi, Capriolo, Ardicazzi, Concilio, Rinazzi* und *S. Leo* begrenzt wird, im Osten durch die Laven der Eruptionen von 1766 und 1886, welche theilweise überfluthet wurden. Der westliche Strom erreichte an mehreren Stellen eine Breite von über 1 Kilometer und endete in einer Höhe von circa 920 Meter ü. d. M., der andere hörte schon in 1050 Meter Höhe auf.

Will man sich eine richtige Vorstellung von der Mächtigkeit des ganzen Lavastromes machen, so ist zu bedenken, dass die Hauptspalte sich am Südabhange des Aetna von 1900 bis 1750 Höhe erstreckte; den Hauptsitz der Eruption verlegt A. Bartoli (8) in eine Höhe von circa 1860 Meter ü. d. M. Wie Inseln ragten aus dem Feuermeer nur die Spitzen der höchsten Berge hervor, so

Digitized by Google

z. B. des *Monte Nero, M. Gemmellaro* (des Kraters von 1886), des *M. Pinitello, M. Grosso, M. Albano*, des Kraters der Eruption von 1883, des *M. Guardiola* u. a. m.

Die Geschwindigkeit, mit welcher sich die Lava bergab bewegte, war mehr als von allem andern von der Neigung des Bodens abhängig. Als Maximum der Geschwindigkeit gibt U. Cappa (16) 1 Meter in der Minute an. In der Nähe der Ausflusspunkte muss sie aber grösser gewesen sein, da der westliche Arm in 82 Stunden etwa 5000 Meter zurücklegte. A. Bartoli (8) bestimmte die mittlere Anfangsgeschwindigkeit zu mehr als 300 Meter in der Stunde.

Die Eigenschaften, welche die strömende Lava vom Austritt aus der Bocca an bis zu dem erstarrten Ende zeigt, hat A. Bartoli (8) zum Gegenstande einer genauen Untersuchung gemacht, aus welcher nur die wichtigsten Punkte hier hervorgehoben werden mögen.

Mehrere Male hatte Bartoli Gelegenheit, die Entstehung und Erstarrung eines Lavastromes zu beobachten, so z. B. am 4. October, wo um 7 Uhr p. m. sich am untersten Krater der *Monti Silvestri* plötzlich drei nahe bei einander gelegene Oeffnungen bildeten, welche das Aussehen von Backofenthüren hatten. Zuerst wurden glühende Steine herausgestossen, dann folgte bald darauf flüssige Lava. Einige Minuten später vergrösserten sich die Bocchen und bildeten eine einzige Oeffnung, aus welcher ein Lavastrom mit Gewalt hervorschoss. Gleichzeitig liess der benachbarte Krater plötzlich mit dem Auswerfen von glühenden Steinen nach, nahm jedoch am nächsten Tage seine Thätigkeit wieder auf, als der Lavaerguss aufhörte.

In unmittelbarer Nähe der Bocchen, wo die Lava noch flüssiger ist, erscheint sie auch am Tage rothglühend; das Spectrum ist ein continuirliches vom Rothen bis zum Anfang des Grünen, erstreckt sich aber nicht weiter darüber hinaus. Der Flüssigkeitsgrad ist in der Nähe des Austrittes aus der Bocca noch so gross, dass auf einem um 40° gegen den Horizont geneigten Boden die Geschwindigkeit des Strömens derjenigen eines trabenden Pferdes gleichkommt. Aber schon hier gleich am Anfang ist die Lava nicht mehr vollkommen flüssig, was schon aus dem einen Umstande hervorgeht, den Bartoli beobachten konnte, dass der Strom schwimmende

Digitized by Google

Massen in glühendem Zustande mit sich schleppte. Nur wenige Meter von der Bocca entfernt war es schon mit Schwierigkeiten verknüpft, in die Lava mit einem eisernen Geräth zu stossen. Warf man eine feste Masse mit aller Gewalt auf die Lava, so prallte sie mehrere Male ab, hinterliess an dem Berührungspunkte nur einen schwachen Eindruck und wurde schliesslich von der fliessenden Lava auf ihrem Rücken weitertransportirt. In diesem halbflüssigen Zustande schmiegt sich die Lava noch leicht den Unebenheiten des Bodens an. Bei fortschreitender Abkühlung bedeckt sich die Lava aber mit einer schwärzlichen Rinde, die von Rissen durchsetzt ist und in Blöcke von jeglicher Grösse zerfällt. Von dem noch rothglühenden Kern werden diese vorwärts gestossen und mit einem eigenartigen Geräusch übereinander geschoben, wobei sie jedes Hinderniss, das ihnen in den Weg tritt, schmelzen oder überdecken.

Zur Bestimmung der Temperatur der fliessenden Laven hat A. Bartoli (8 und 10) bei den meisten Versuchen die calorimetrische Methode angewandt. Die höchsten Temperaturen, welche am Anfang des Lavastroms in einer Tiefe von 1 Meter gefunden wurden, betrugen 1060°, 990°, 980°, 970°. Derselbe Lavastrom lieferte nach einem Laufe von 2—3 Kilometer um etwa 200° niederere Temperaturen, nämlich 870°, 800°, 750°. Aus den spectroskopischen Untersuchungen geht ferner hervor, dass die Temperatur der Lava nicht so hoch ist, wie bisher behauptet worden ist.

Mit dem 31. December 1892 konnte die seitliche Eruption des Aetna vom 9. Juli als beendet angesehen werden. Als A. Bartoli und C. Del Lungo (9) im Anfang Jänner 1893 den Schauplatz der Eruption wieder besuchten, stiess der Hauptkrater des *Aetna* dichte Rauchwolken aus, während die *Monti Silvestri* sich fast ganz ruhig verhielten. Die ferneren Beobachtungen über das Verhalten beider Punkte bis zum September 1893 sind theils von A. Bartoli (11) selber, theils von seinem Assistenten von der *Casa del Bosco* aus angestellt worden. Aus einer Vergleichung der Ergebnisse dieser Beobachtungen mit den täglichen meteorologischen Aufzeichnungen, die ebenfalls in der *Casa del Bosco* gemacht wurden, lässt sich schliessen, dass die Krater der *Monti Silvestri* keine Spur einer eruptiven Thätigkeit mehr gezeigt haben. Der Dampf, welcher von den Kratern aufstieg, stand im Verhältnis zu der atmosphärischen Feuchtigkeit. Diese hat gewiss auch die am centralen Krater wahr-

Digitized by Google

genommenen Erscheinungen mehr oder minder beeinflusst, doch ist es bei diesem vorgekommen, dass er auch bei relativ trockener Luft rauchte. —

Die Vorgänge, welche sich bei der Eruption vom 9. Juli 1892 am *Aetna* abgespielt haben, geben G. Mercalli (26) Veranlassung zu einigen in vulcanologischer Hinsicht interessanten Betrachtungen.

Der Ausbruch kann als eine Phase der Eruptionsperiode angesehen werden, welche im Jahre 1883 ihren Anfang nahm. Am 22. März 1883 spaltete sich der *Aetna* an seinem Südabhange etwas oberhalb von *Nicolosi*. Trotz der grossen Kraft, mit welcher die Eruption einsetzte, dauerte diese nur drei Tage. Es war vorauszusehen, dass der Ausbruch damit noch nicht sein Ende erreicht habe. Darauf deuteten vor allem in den drei Jahren 1883 bis 1885 die intermittirenden Explosionen und Aschenauswürfe des centralen Kraters wie die zahlreichen Erdstösse besonders in der Nähe von *Nicolosi*.

Und in der That öffnete sich der *Aetna* am 18. Mai 1886 auf derselben Seite, aber etwa 300 Meter oberhalb der Bocchen von 1883. Die Masse der ausströmenden Lava war dieses Mal zwar bedeutend grösser, doch noch nicht mächtig genug, um auf eine längere Beruhigung des Vulcans rechnen zu können.

Bei der jüngsten Eruption vom 9. Juli 1892 war die Ausbruchsstelle abermals weiter nach oben, etwa 400 Meter oberhalb derjenigen von 1886 verlegt. M. Baratta (7) möchte in diesem Vorgange eine Gesetzmässigkeit erkennen, insofern als eine vorhergehende seitliche Eruption den Grund zu der Spalte legt, auf welcher sich die nächste Explosion vollzieht.

In den Jahren 1874 und 1879 entstand auf der Nordseite des *Aetna* ein etwa von Norden nach Süden verlaufender Bruch und im Jahre 1879 gleichzeitig auch auf dem Südabhang ein solcher in einer Höhe von circa 2800 Meter. Bei Gelegenheit der Eruption von 1883 äusserte nun Mercalli die Ansicht, dass der enorme Druck, durch welchen sich am 28. August 1874 der *Aetna* auf seiner Nordseite auf eine Länge von 3 Kilometer öffnete, auch auf den Südabhang des Vulcans seine Wirkung ausgeübt habe und ihn für die Brüche von 1879 und 1883 prädisponirt habe. Die Thatsache, dass sowohl beim *Vesuv* wie beim *Aetna* sehr häufig die Flankenbrüche gleichzeitig oder wenigstens in kurzen Zwischenräumen nach ein-

Digitized by Google

ander auf den beiden entgegengesetzten Seiten des Vulcans auftreten, findet durch den letzten Ausbruch des Vesuvs vom 7. Juni 1891 ihre Bestätigung.

Sehr bemerkenswert ist die vollkommene Uebereinstimmung in der Richtung der Spalten von 1883, 1886, 1892 mit derjenigen der grossen Spalte von 1669 und 1536, 1537, 1766, 1780. In unserem Jahrhundert war bis zum Jahre 1879 der Südabhang von Ausbrüchen verschont geblieben, aber durch die angeführten Eruptionen jedenfalls so stark erschüttert und geschwächt, dass man ein Wiederaufbrechen erwarten konnte. Auch auf den anderen Seiten des *Aetna* haben sich die Spalten der excentrischen Ausbrüche mehrere Male wieder geöffnet, aber stets entweder weiter oberhalb oder unterhalb, niemals an derselben Stelle einer früheren Eruption, wahrscheinlich weil durch den Lavaerguss der Bruch fest geschlossen ist.

Der letzten Eruption von 1892 gingen heftige Erdbeben am Ost- und Südfuss des *Aetna* voraus, die am stärksten bei *Zafferana* auftraten; dann folgten andere Stösse unmittelbar vor dem Ausbruche, deren Schüttergebiet auf den nächsten Umkreis des Eruptionsapparates beschränkt war. Der Ursprung dieser letzteren Stösse ist leicht erklärlich, sie sind die Vorboten des Ausbruches. Auch die erstgenannten Erdbeben hängen sicherlich mit den Vorgängen im Vulcan zusammen, sind also ebenso wie die letzteren sogenannte vulcanische Erdbeben, auffallend ist nur, dass das Centrum der grössten Stossstärke nicht in der Nähe des Eruptionsherdes, nämlich bei *Nicolosi*, liegt, sondern bei *Zafferana*. Mercalli sucht die Ursache dieser Erscheinung, die auch bei anderen excentrischen Eruptionen beobachtet worden ist, in den localen Verhältnissen der Gegend von *Zafferana,* welche dem *Val del Bove* am nächsten gelegen ist. An dieser Stelle war der Ostabhang des *Aetna* einst von oben bis unten aufgerissen und das Gefüge desselben bis in grosse Tiefen zertrümmert. Aus diesem Umstande rührt vielleicht die grosse Empfindlichkeit her, welche gerade das Gebiet von *Acireale, Giarre* und *Zafferana* für seismische Bewegungen verräth.

Auffallend ist ferner, dass den excentrischen Eruptionen in vielen Fällen heftige Explosionen im centralen Krater um ein bestimmtes Zeitintervall vorausgehen. Es ist anzunehmen, dass die Lavamasse zunächst in der Haupteruptionsaxe des Vulcans

Digitized by Google

emporsteigt und erst von hier aus sich seitlich verzweigt, um einen Ausweg zu finden.

Auch bezüglich der Reihenfolge, in welcher sich die eruptiven Vorgänge abspielen, bietet die letzte Eruption eine überraschende Uebereinstimmung mit früheren seitlichen Ausbrüchen. Die Eruptionen beginnen mit Fumarolenthätigkeit im obersten Theile der Spalte, dann folgt ein kleiner Lavaerguss, der bald wieder versiegt. Nach Verlauf von einigen Stunden verpflanzt sich die ganze Thätigkeit auf eine zweite, tiefer unten gelegene Spalte. Auf den Spalten bilden sich schliesslich verschiedene linear angeordnete Bocchen, von denen die oberen nur Dampf und Detritus ausstossen, während der Lavaerguss auf die unteren beschränkt bleibt. Bei der jüngsten Eruption verlegte sich die Stelle für den Austritt der Lava ganz regelmässig im Verlaufe der Eruptionsperiode immer tiefer.

Wenige Tage vor den Eruptionen des *Aetna* vom Jahre 1883, 1886, 1892 und auch vor dem unterseeischen Ausbruche bei der Insel *Pantelleria* im Jahre 1891 bemerkte man in *Catania* ein Maximum mikroseismischer Bewegung. Ein constantes mikroseismisches Minimum machte sich kurz vor und ebenso kurz nach dem Beginn der Eruption geltend. In *Mineo* ging am 9. Juli 1892 der Tromometer instantan von der Ruhelage in eine äusserst heftige Bewegung über. Darauf erfolgte ein Erdbebenstoss, der von den seismischen Apparaten verzeichnet wurde, und alsdann trat die Eruption ein. Nach dem Vorgange von T. Bertelli (12 und 13) ist auch Mercalli von dem endogenen Charakter der mikroseismischen Bewegungen überzeugt.

Nach den schwachen und wenig zahlreichen Erdbebenstössen, welche im März und Anfang April 1893 auf *Sizilien* und den *Liparischen Inseln* auftraten, begann mit dem 22. April 1893, 2 Uhr a. m., eine seismische Periode, welche bis in den Mai hinein dauerte. Am heftigsten wurden die Ortschaften am Nordabhange des *Aetna* und die benachbarten *Madonien* erschüttert, die Stossfläche umfasste die Nordostecke Siziliens zwischen *Acireale, Militello* und *Messina* und reichte nordwestwärts bis zu den *Liparischen Inseln*. Die Isoseisten, welche A. Riccò (32) entworfen hat, verlaufen ziemlich regelmässig und concentrisch und haben die Gestalt einer Ellipse, deren grosse Axe von Südosten nach Nordwesten, vom Ostabhange des *Aetna* nach den *Liparischen Inseln* gerichtet ist. Das Epicentrum

Digitized by Google

verlegt Riccò nach *Montalbano*, gerade nördlich vom Aetna, halbwegs zwischen diesem und der Nordküste Siciliens.

Der Hauptkrater des *Aetna* hatte sich seit dem Juli 1892 ziemlich ruhig verhalten, und erst um die Zeit des Beginns der Erdbebenperiode deutete das wiederholte Aufsteigen von Rauchsäulen auf eine wieder erwachende Thätigkeit. Ende April 1893 wurde zum ersten Male an drei Stellen wieder glühende Lava im Aetnakrater bemerkt. Nach den Angaben der Aetnaführer zu urtheilen, muss die Lava am 26. April oder kurz vorher im Krater erschienen sein. Bedenkt man ferner, dass am 25. April der nördlichste Krater der *Monti Silvestri* nach einer viermonatlichen vollständigen Ruhepause plötzlich seine Thätigkeit wieder aufnahm, so wird die obige Vermuthung bezüglich des Erscheinens der Lava im Hauptkrater sehr wahrscheinlich.

Mit diesen vulcanischen Phänomenen bringt nun Riccò die Erdbeben vom 22. April in Verbindung. Wenn gegen den 26. April hin die Intensität der Erdbeben nachliess, so ist dieser Umstand auf die mit dem Erscheinen der Lava im Hauptkrater beginnende Eruption zurückzuführen. Da jedoch die nördliche Flanke des *Aetna* dem ungeheuren Drucke der im Vulcan stehenden Lavasäule widerstand, so kam es nicht zu einer excentrischen Eruption. Den ganzen Vorgang bezeichnet Riccò als eine verfehlte Eruption.

Die Erdbeben am 7. und 8. August 1894 haben eine sehr geringe Verbreitung gehabt. Die von der Mesoseiste eingeschlossene, ungefähr elliptisch gestaltete Schütterfläche hat eine von Nordwesten nach Südosten, vom Hauptkrater des *Aetna* nach *Acireale* gerichtete circa 6 Kilometer lange grosse Axe und eine 2 Kilometer lange kleine Axe. In den dem Erdbeben vorhergehenden Monaten stiess der grosse Krater ziemlich häufig beträchtliche Rauchmassen aus. Am 12. Juli befand sich nur eine kleine Lavamenge im Innern des Kraters und verhielt sich ruhig wie im September 1893. In der Zeit nach dem Erdbeben beobachtete Riccò am 17. August das Austreten von glühender Lava im centralen Krater, doch war der Vorgang dieses Mal von heftigen Detonationen begleitet. In der Nacht vom 15./16. August hatte sich auch der nördlichste Krater der *M. Silvestri* wieder geregt; die ausserordentlichen Dimensionen und die grosse Kraft, mit welcher die Dampfsäule ausgestossen wurde, schliessen die Möglichkeit aus, die Entstehung derselben rein meteorischen Ursachen zuzuschreiben.

Digitized by Google

Nach allem lässt es Riccò noch unentschieden, ob es sich bei den erwähnten Erdbeben um Nachwehen der letzten excentrischen Eruption handle, oder ob sie als Vorboten einer künftigen Eruption anzusehen seien.

Vulcano.

Bibliographie.

1. Anderson J. and Johnston-Lavis H. J.: Notes on the late eruption in the island of Vulcano. Report British Assoc. 1888. Transact., pag. 664.
2. Butler G. W.: The Eruptions of Vulcano (August 3, 1888, to March 22, 1890). Nature. 1892, Bd. XLVI, pag. 117—119.
3. Consiglio Ponte S.: Eruzione dell' isola di Vulcano 1888—1890. Appendice alla Relazione della Commissione governativa. (Vergl. Nr. 24.) Annali dell'Ufficio Centr. Meteorol. e Geodinam. Ital. Ser. IIa, Bd. XI, Theil 3, 1889, pag. 307 bis 331, 1 Taf. Rom 1892.
4. Derselbe: Contribuzione alla Vulcanologia delle isole Eolie: Fine del periodo eruttivo di Vulcano e stato attuale del cratere. Atti della Accad. Gioenia di Scienze Naturali in Catania. Anno 67. 1890—91. Ser. IVa, Bd. III, pag. 317 bis 333. Bull. Mens. della Accad. Gioenia di Sc. nat. in Catania. N. S. Fasc. 20 bis 21, pag. 26—28. Catania 1891.
5. Derselbe: Contribuzione alla Vulcanologia delle isole Eolie: I proiettili e l'interno meccanismo eruttivo di Vulcano. Atti della Accad. di Sc. Nat. in Catania. Anno 69. 1892/93. Ser. IVa, Bd. V, N. 12, 33 S. 1 Taf. Bull. Mens. della Accad. di Sc. Nat. in Catania. N. S. Fasc. 25, pag. 11—14. Catania 1892.
6. Cortese C.: Appunto sull'eruzione dell'isola di Vulcano veduta nel settembre 1888. Boll. del R. Comitato Geol. d'Italia. Ser. IIa, 1888, Bd. IX, pag. 214—222.
7. Fulcher L. W.: Vulcano and Stromboli. Geolog. Magazine. Ser. III, 1890, Bd. VII, pag. 347—353.
8. Johnston-Lavis H. J.: S. Nr. 1.
9. Derselbe: Further Notes on the late Eruption at Vulcano Island. Nature 1888 bis 1889. Bd. XXXIX, pag. 109—111, 173.
10. Derselbe: The Eruption of Vulcano Island. Nature. 1890, Bd. XLII, pag. 78—79. Scottish Geogr. Magazine: 1890, Bd. VI, pag. 145—149.
11. Derselbe: The Islands of Vulcano and Stromboli. Nature 1888, Bd. XXXVIII, pag. 13—14.
12. Mercalli G.: L'isola di Vulcano e lo Stromboli dal 1886 al 1888. Atti della Soc. Ital. di Sc. Nat. 1888, Bd. XXXI, Nr. 3, pag. 407—419.
13. Derselbe: L'eruzioni dell'isola di Vulcano. La Rassegna Nazionale. Florenz 1889.
14. Platania G.: Sui proiettili squarciati di Vulcano (Isole Eolie) nell'eruzione del 1888—1890. Annali dell'Ufficio Centr. Meteorol. e Geodin. Ital. Ser. IIa, 1888, Bd. X, Th. 4, pag. 61—67. Rom 1891.
15. Derselbe: Eruption volcanique à l'île Vulcano. La Nature 1888, 3. Novembre, Nr. 805.

Digitized by Google

16. Platania G.: I fenomeni sottomarini durante l'eruzione di Vulcano (Eolie) nel 1888—1889. Atti dell'Accad. di Sc. di Acireale. N. S. 1889, Bd. I, pag. 63 bis 76, 3 Taf. Im Auszug in: Neptunia. Rivista mensile. Venedig 1891. Bd. I, pag. 25—29.

17. Platania, Gaet. e Giov.: Le interruzioni del cavo telegrafico Milazzo-Lipari e i fenomeni vulcanici sottomarini nel 1888—1892. Atti della Accad. Gioenia di Sc. Nat. in Catania. Anno 71. 1894, Ser. IVa, Bd. VII, Nr. 10, 13 S., 2 Tab., 1 Karte 1:150.000. Bull. della Acc. Gioenia di Sc. Nat. in Catania. N. S. 1894, Fasc. 36.

18. Riccò A: Fumo di Vulcano veduto dall'Osservatorio di Palermo durante l'eruzione del 1889 ed applicazione della termodinamica alle eruzioni vulcaniche. Annali dell'Ufficio Centr. Meteorol. e Geodin. Ital. Ser. IIa, 1889. Bd. XI, Th. 3, pag. 332—340, 1 Taf. Rom 1892.

19. Derselbe: Applicazione della termodinamica alle eruzione vulcaniche. Atti della Accad. Gioenia di Sc. Nat. in Catania. Anno 69. 1892—93. Ser. IVa, Bd. V, Nr. 10, 4 S.

20. Silvestri O.: Sull' attuale eruzione di Vulcano nelle isole Eolie. Annali dell'Ufficio Centr. Meteorol. e Geodin. Ital. Ser. IIa, 1887. Bd. IX, Th. 4, pag. 109—121.

21. Derselbe: Sulla attuale eruzione scoppiata il dì 8 agosto 1888 all'isola Vulcano. Atti della Accad. Gioenia di Sc. Nat. in Catania. Ser. IVa, 1889, Bd. I, pag. 291—331; Bd. II, pag. 221—249.

22. Derselbe: L'isola di Vulcano e l'attuale suo risveglio eruttivo. Nuova Antologia di Sc., Lettere ed Arti. Rom. Ser. IIIa, Bd. XXI, Fasc. 1. Giugno 1889.

23. Derselbe: L'éruption actuelle de l'île Vulcano. Comptes Rendus des Séances de l'Acad. des Sciences. Paris 1889. Bd. CIX, pag. 241—243.

24. Silvestri O. e Mercalli G.: Le eruzioni dell'isola di Vulcano incominciata il 3 agosto 1888 e terminata il 22 Marzo 1890. Relazione scientifica della Commissione incaricata degli studi dal R. Governo. Annali dell'Ufficio Centr. Meteorol. e Geodin. Ital. Ser. IIa, 1888, Bd. X, Th. 4, pag. 71—281, 11 Taf. mit Abbild. Rom 1891.

25. Tacchini P.: Sulle attuali eruzioni di Vulcano e Stromboli. Atti della R. Accad. dei Lincei. Ser. IVa, Rendiconti. 1889, Bd. V, 1. Sem., pag. 327—329.

Die letzte grosse Eruption von *Vulcano* fand im Jahre 1771 statt. Seit jener Zeit bis zum Jahre 1886, also seit mehr als einem Jahrhundert, verharrte der Krater im Solfatarenzustande. Nur in seltenen Intervallen wurden die Fumarolen lebhafter und traten schwache Aschenauswürfe ein. Erst seit 1873 zeigten sich kurze Explosionen von im allgemeinen zunehmender Intensität in grösserer Zahl. Diese sowohl wie die steigende Thätigkeit der Fumarolen und die Geräusche, welche sich auch bei vollkommener Ruhe wahrnehmen liessen, können als Vorläufer derjenigen eruptiven Periode angesehen werden, welche am 3. August 1888 begann.

Digitized by Google

In der Nacht vom 2./3. August, 40 Minuten nach Mitternacht, hörten die Bewohner des äolischen Archipels in der Richtung von *Vulcano* her ein lautes und dumpfes Geräusch. Auf Vulcano selber war dasselbe von einem ganz schwachen Erzittern des Bodens begleitet, das nicht einmal von allen Bewohnern bemerkt wurde. Gleichzeitig erhob sich über dem Krater eine dichte Rauchsäule: eine Explosion hatte den alten Boden des Kraters zertrümmert und herausgeschleudert. In kurzen Intervallen folgten noch mehrere andere Explosionen den ganzen folgenden Tag. Dann liess der Ausbruch an Intensität bedeutend nach und reducirte sich auf das Ausstossen von Dampf und Aschen; auch dieses hörte in der Nacht vom 5./6. August ganz auf, der Vulcan trat in seinen alten Ruhezustand wieder ein, der 13 Tage anhielt. Am 19. August nahm *Vulcano* seine Thätigkeit in erhöhtem Grade wieder auf, um erst nach Verlauf von nicht ganz 22 Monaten sich wieder zu beruhigen.

Am 19. August begab sich O. Silvestri (20 und 22) nach der Insel, um an Ort und Stelle die erneuten Eruptionserscheinungen zu beobachten. In dem vorläufigen Bericht, welchen er über dieselben an das italienische Ministerium erstattete, gab er der Ueberzeugung Ausdruck, dass die Eruption nicht so bald vorübergehen werde. Daraufhin ernannte die Regierung eine wissenschaftliche Commission, welche die Erscheinungen genau studiren und eingehende Beobachtungen über die Eruptionen und alle mit denselben verbundenen Vorgänge anstellen sollte. Mitglieder der Commission waren ausser O. Silvestri als Vorsitzendem, G. Mercalli, G. Grablovitz und V. Clerici, als Assistenten waren ihnen beigegeben S. Consiglio Ponte und A. Silvestri. Der umfassende Bericht, welchen diese über die Eruption von *Vulcano* veröffentlicht haben, gehört mit zu den bedeutendsten Erscheinungen der vulcanologischen Literatur, und dieser Umstand mag es entschuldigen, wenn ich, um von dem reichen Inhalte der Arbeit wenigstens eine Andeutung zu geben, hier die Hauptabschnitte derselben kurz angebe.

Auf eine kurze topographische und geologische Beschreibung der Insel *Vulcano* und einen Ueberblick über die geschichtlich bekannten Eruptionen von G. Mercalli folgt ein chronologisches Verzeichniss der Explosionen während der Eruptionsperiode vom 3. August 1888 bis 22. März 1890 von O. Silvestri und G. Mercalli. Die verschiedenen mit den Eruptionen verbundenen mecha-

Digitized by Google

nischen Phänomene behandeln G. Grablovitz, V. Clerici und O. Silvestri. Die petrographische Untersuchung des festen Eruptionsmaterials und die Analyse des gasförmigen stammen von Silvestri und Mercalli; letzterer berichtet auch über die während der Dauer der Eruption auf *Stromboli* und anderen Punkten des *äolischen Archipels* angestellten vulcanologischen Beobachtungen. Die Gezeitenerscheinungen discutirt G. Grablovitz. Den Schluss bildet eine Discussion der beobachteten Thatsachen von O. Silvestri.

Die ganze Eruptionsperiode von *Vulcano* zerfällt in zwei Phasen von sehr verschiedener Dauer, welche durch eine vollständige Ruhepause von 13 Tagen scharf getrennt sind. Die erste sehr kurze Phase vom 2.—5. August ist durch sehr heftige Explosionen charakterisirt. Dieselben erfolgen in langen Intervallen und unterscheiden sich weder dem Rhythmus noch der Beschaffenheit des ausgeworfenen Materials nach von den früheren Explosionen desselben Vulcans im Jahre 1879, 1886 u. s. w., abgesehen davon, dass die Heftigkeit der Eruption eine bedeutend grössere war. Die zweite Phase, welche vom 10. August 1888 bis zum Ende der ganzen Periode reicht, lässt sich sowohl hinsichtlich der Zahl und wechselnden Stärke der Explosionen als auch der Beschaffenheit des Eruptionsmaterials mit keiner der Eruptionen von *Vulcano* in diesem Jahrhundert vergleichen.

Die jüngste Eruptionsperiode setzt sich aus einer zahllosen Reihe von intermittirenden Explosionen mit einer Dauer von wenigen Minuten zusammen, die nur im Anfang einer plinianischen Eruption ähnlich waren.

Die Explosionen waren sehr häufig von einem mehr oder minder langen, oft ganz kurzen, kanonenschlagähnlichen unterirdischen Geräusch begleitet, das bisweilen so intensiv war, dass auf *Lipari* die Fensterscheiben zitterten und man es auf Entfernungen von über 40 Kilometer noch hören konnte. Dasselbe fiel bald mit den Explosionen zusammen, bald war es unabhängig von ihnen. Die zahlreichen elektrischen Entladungen in der Dampf- und Rauchsäule verursachten Donner.

In den Intervallen zwischen den einzelnen Explosionen war ein constanter Rhythmus nicht zu erkennen, die Dauer derselben schwankte zwischen wenigen Minuten und einigen Stunden.

Die Gewalt der Explosionen stand im umgekehrten Verhältnis zu ihrer Zahl. Die drei heftigsten Explosionen während

Digitized by Google

der ganzen Periode fanden am 4. August 1888, 26. December 1889 und 15. März 1890 statt, bei den beiden ersten wurden grosse Massen bis auf 1400 Meter Entfernung vom Krater geschleudert, bei der dritten fielen grobe Lapilli sogar auf der circa 8 Kilometer entfernten Insel *Lipari*.

Eine Beziehung zwischen der eruptiven Intensität und dem Luftdruck ist nicht zu erkennen, wenn man nur kurze Zeitabschnitte in Betracht zieht. Vergleicht man hingegen die Schwankungen der Intensität im grossen und ganzen mit den auffallendsten Luftdruckveränderungen, so scheint im allgemeinen soviel festzustehen, dass die geringere eruptive Kraft in den verschiedenen Jahreszeiten mit dem hohen Luftdruck zusammenfällt, während umgekehrt alle eruptiven Erscheinungen bei plötzlichen und grossen Luftdruckschwankungen intensiver auftreten.

Ein bemerkenswerter Zug in dem Charakter der Eruptionen besteht in dem gänzlichen Mangel seismischer Paroxysmen, welche gewöhnlich die plinianischen Ausbrüche der Vulcane charakterisiren. Die einzige Bewegung, welche als Anzeichen der kommenden Eruption angesehen werden kann, bestand in einer leichten Erschütterung, welche am 31. Juli 1888 um 7 h 40 m p. m. in *Messina* vom seismischen Apparat als Wellenbewegung vom 8—10 Secunden Dauer registrirt wurde. Im Augenblick der ersten Explosion wurde von dem Wächter des Leuchtthurmes auf *Vulcano* ein schwaches Zittern verspürt, im weiteren Verlaufe der Eruption wurden noch einige seltene und sehr schwache Oscillationen des Bodens im Momente der heftigsten Explosion von *Vulcano* wahrgenommen. Es stellte sich bald heraus, dass die gewöhnlichen seismischen Apparate sich den Bodenschwingungen gegenüber, die man a priori voraussetzen musste, indifferent verhielten, und dass selbst der Tromometer nicht das geeignete Instrument war, um den Charakter der leisen Erzitterungen zu enthüllen. Die besten Dienste leistete in diesem Falle ein einfaches Quecksilberbad. Ein solches war auf 5 Stationen in einer Entfernung von 770 Meter, 960 Meter, 1170 Meter, 1260 Meter und 1315 Meter am Fusse des Kraters aufgestellt.

Aus den längere Zeit fortgesetzten Beobachtungen haben sich für die unmittelbare Nähe des Vulcans folgende Schlüsse ergeben:

1. Jede Explosion ist von einer Bodenbewegung begleitet, welche mit dem Aufhören der Eruption endet.

Digitized by Google

2. Jeder Explosion geht um $^1/_2$—$^3/_4$ Minuten eine andere, viel schwächere Bewegung von 5—6 Secunden Dauer voraus; in der Zeit zwischen beiden Bewegungen herrscht oft vollständige Ruhe.

3. Die Intervalle zwischen dem voraufgehenden Erzittern und der Bewegung sind im allgemeinen um so kürzer, je energischer die Explosion ist.

4. Bisweilen vernimmt man am Anfang der Bewegung, welche die Eruption begleitet, das Geräusch der im Innern erfolgenden Explosion und wenige Secunden darauf tritt die Eruption des Kraters in Erscheinung.

Die Dauer des ersten Erzitterns beläuft sich auf der 2. Station i. M. auf 7·6 Secunden und das Intervall zwischen diesem und der Eruption i. M. auf 28·5 Secunden. Auf der 5. Station sind die entsprechenden Werte 5·8 Secunden, beziehungsweise 16·5 Secunden. Auf der 1. Station gehen beide Arten der Bewegung unmittelbar in einander über und die Zeitdauer zwischen dem ersten Anzeichen und der Eruption beträgt 31·4 Secunden.

In auffallendem Gegensatz zu dieser Ruhe des Bodens von *Vulcano* stehen die Erdbebenstösse, welche während der langen Eruptionsperiode des Vulcans auf *Stromboli*, *Lipari* und in *Messina* verspürt worden sind. Diejenigen von *Stromboli* stehen jedenfalls in keiner Beziehung zu den Vorgängen auf *Vulcano*, da sie zeitlich nicht mit den stärksten Ausbrüchen zusammenfallen, sind vielmehr auf die Thätigkeit des eigenen Vulcans zurückzuführen. Die meistens ganz schwachen Stösse, welche von *Lipari* gemeldet werden, sind höchst wahrscheinlich gar nicht Erschütterungen des Bodens gewesen, sondern vibrirende Bewegungen von leichten Gegenständen, welche durch die von den Eruptionen veranlassten Lufterschütterungen in Schwingungen versetzt wurden. Sieht man von diesen beiden Arten ab, so bleiben 14 Erdbeben während der zwanzigmonatlichen Dauer der Eruption übrig, von denen 12 auf *Messina* kommen und je eines auf *Vulcano* und *Lipari*. Da *Messina* derjenige Punkt der Insel *Sicilien* ist, welcher *Vulcano* am nächsten liegt, so stehen die 12 Erdbeben jedenfalls in ursächlichem Zusammenhang mit den eruptiven Erscheinungen von *Vulcano*.

Als Silvestri am 19. August zum ersten Male *Vulcano* besuchte, sah er schon in einer Entfernung von über 1 Kilometer vom Krater den Boden mit Blöcken bedeckt. Die kleineren Stücke von

Digitized by Google

30—70 Centimeter Durchmesser lagen inmitten eines Loches von 50—60 Centimeter Tiefe, die grösseren hingegen, welche bis zu 5—6 Meter Durchmesser hatten, hatten sich so tief eingegraben, dass an der Oberfläche nur eine kreisrunde Vertiefung zu sehen war, unter welcher sie in 1—2·5 Meter Tiefe vergraben lagen. Diejenigen Steine, welche bis zum Strand zwischen *Vulcano* und *Vulcanello* geschleudert waren, hatten sich mehr oder minder tief in den Sand eingebohrt; das vom Meere her durchsickernde Wasser hatte die Löcher ausgefüllt und bildete nun eine Reihe kleiner Lachen.

Für einige Fälle, in denen genaue Daten zur Verfügung standen, hat G. Grablovitz (24) die Flugbahn berechnet, welche die projectilartig herausgeschleuderten Steine beschrieben haben. Derselbe findet für die Höhe den Betrag von 1814·5 Meter. Da die Zeit, welche der Körper zum Fallen gebrauchte, 18·6 Secunden beträgt, so schlug derselbe mit einer Geschwindigkeit von 182·5 Meter auf. V. Clerici (24) war Zeuge einer Eruption von *Vulcano* und sah, wie sich ein Stein von mässiger Grösse in den Boden eingrub. Die Vertiefung, welche an der Oberfläche zurückblieb, hatte einen Durchmesser von 2·7 Meter. Clerici berechnet die mechanische Arbeit, welche beim Fallen solcher Massen geleistet wird, zu 372·081 Kilogrammeter, die Zahl der entsprechenden Calorien ist 439. Von der Gewalt der Explosion kann man sich eine Vorstellung machen, wenn man bedenkt, dass die Fensterscheiben eines 1300 Meter vom Krater entfernten Hauses von Gesteinsstücken wie von einem Projectil glatt durchschlagen waren.

Während der Dauer der Eruption von *Vulcano* trat mehrere Male eine Unterbrechung in der telegraphischen Verbindung zwischen *Lipari* und *Milazzo* auf Sicilien ein. Welche Ursachen dieselbe veranlasst haben, lässt sich mit Sicherheit nicht entscheiden, doch liegt die Vermuthung nahe, dass sich auf dem Meeresboden vulcanische Vorgänge irgend welcher Art abgespielt haben, welche eine Beschädigung des Kabels verursachten, das in ziemlich beträchtlicher Entfernung an der Insel *Vulcano* vorbeigeht.

Die erste Unterbrechung in der telegraphischen Leitung trat in der Nacht vom 21./22. November 1888 ein. Bei der Untersuchung des Kabels stellte sich heraus, dass circa 6900 Meter ONO. vom Krater von *Vulcano* ein Bruch stattgefunden hatte; das eine Ende des Kabels sah wie gequetscht aus, wie wenn eine schwere

Digitized by Google

Masse daraufgefallen wäre. Die Meerestiefe betrug an der betreffenden Stelle 869 Meter.

Die zweite Beschädigung des Kabels vom 30. März 1889 war leichterer Art und bestand darin, dass über 8 Kilometer östlich von *Vulcano* in 1006 Meter Tiefe die Guttapercha geschmolzen war. Die Temperatur des Wassers am Meeresboden betrug im Augenblick der Lotung 13·33° C. Bei weiteren Nachforschungen fand man, dass $6^1/_2$ Kilometer von der Insel in 933 Meter Tiefe das Kabel vollständig gebrochen war.

Die dritte Unterbrechung hatte am 11. November 1889 statt. Das Kabel war 5 Kilometer NNO. vom Krater von *Vulcano* in 741 Meter Tiefe gebrochen. Die Beschädigung glich vollständig derjenigen, welche das erste Mal constatirt worden war.

Die vierte und letzte Unterbrechung fällt in die Zeit nach dem Ende der Eruptionsperiode von *Vulcano* und ereignete sich am 14. December 1892 circa 6 Kilometer NO. vom Krater und in 695 Meter Tiefe. Auf eine Strecke von 273 Meter vom Bruch war die Schutzhülle des Kabels beschädigt. Die Bruchstelle machte den Eindruck, als wenn das Kabel durch einen heftigen und plötzlichen Schlag gebrochen wäre; alle 15 Leitungsdrähte waren an derselben Stelle wie durchgeschnitten und das Kupfer fand sich in Zwischenräumen von circa 50 Centimeter blossgelegt. Die Guttapercha war abgerieben, Spuren von Schmelzungserscheinungen waren aber nicht zu erkennen.

Zur besseren Beurtheilung dieser Erscheinungen weisen Gaetano und Giovanni Platania (16 und 17) auf ein ähnliches Vorkommen hin, welches Mitte des Jahres 1891 am Kabel *Panaria-Stromboli* sich ereignet hat. Die Beschädigung bestand darin, dass an zwei nahe beieinander gelegenen Stellen auf etwa 25 Meter Länge die Seele wie verbrannt war. Dass das Kabel erwärmt worden war, konnte man auch daran sehen, dass die Jute an der Guttapercha anklebte. Die Störung ist ohne Zweifel durch eine der Thermen hervorgerufen, welche an der Ostküste von *Panaria* so häufig sind und auch auf dem Meeresboden vorkommen. Einem ähnlichen Phänomen wird man das Schmelzen der Hülle des Kabels *Milazzo-Lipari* zuschreiben müssen. Dagegen ist es nicht angängig, wie es V. Clerici (24) thut, einfache Gasemanationen auch für die anderen Beschädigungen des Kabels, die in einem vollständigen Bruch der Leitungs-

Digitized by Google

drähte bestanden, verantwortlich zu machen. Manches deutet darauf hin, dass wir es in diesem Falle mit Verwerfungen am Meeresboden, vielleicht auch mit Injectionen und Ausbreitung von Magma zu thun haben.

Die Eruption von *Vulcano* ist charakterisirt durch den absoluten Mangel an ausfliessender Lava und unterscheidet sich in dieser Hinsicht scharf von den plinianischen Eruptionen anderer Vulcane. Dieses Fehlen eines Lavaergusses steht sicherlich in directer Beziehung zu der Thatsache der fast gänzlichen Ruhe, welche der Boden auch in unmittelbarer Nähe des Kraters selbst bei den stärksten Explosionen bewahrte. Dass es an magmatischer Lava im Innern des Vulcans nicht fehlte, wird durch das Auswerfen von glühenden Bomben bewiesen. Das hauptsächlichste Eruptionsmaterial bestand demnach in vulcanischen Sanden, Aschen, Lapilli, Bomben und Steinen von bisweilen ganz bedeutenden Dimensionen. Am 26. Februar 1889 war die Masse der ausgestossenen Sande und Aschen eine so ungeheure, dass dieselbe beim Niederfallen auf den Boden ein Geräusch wie beim Regen hervorrief. An diesem Tage fielen 13·3 Tonnen Asche auf den Quadratkilometer in der Minute. O. Silvestri (24) gibt die Fläche, welche vom Aschenfall betroffen wurde, auf 10 Quadratkilometer rund um den Vulcan an, so dass also Vulcano 133 Tonnen Sande und Aschen in einer Minute ausstiess.

Sah man nachts die glühenden Bomben am Abhange des Kraters herabrollen, so bemerkte man, wie sie sich äusserlich schnell abkühlten, im Innern behielten sie aber ihre Glühhitze je nach ihrer Grösse eine mehr oder minder lange Zeit. Eine Bombe von über 1 Cubikmeter Volumen zeigte noch nach Verlauf eines Tages im Innern eine dunkelrothe Glut, während Bomben von 25 bis 30 Centimeter Durchmesser nach 3 bis 4 Stunden ganz erkaltet waren. Bei einigen Bomben gelang es, unmittelbar nach ihrem Niederfallen die Temperatur annähernd zu bestimmen. Da man Silberdrähte von 1 Millimeter Dicke zum Schmelzen brachte, wenn man sie durch Risse in das Innere der Bombe einführte, so betrug die Temperatur mindestens 1000° C.

Vom Observatorium in *Palermo* aus, 140 Kilometer von *Vulcano* entfernt, konnte in mehreren Fällen nach besonders heftigen Explosionen des Vulcans die Rauch- und Dampfwolke erblickt werden, welche in die Höhe geschleudert war. Durch Winkelmessungen hat

Digitized by Google

A. Riccò (18 und 19) festgestellt, dass das Maximum der Höhe, welche von den Dampfwolken erreicht worden ist, $10^1/_2$ Kilometer betragen hat. Durch Anwendung der Grundsätze der Thermodynamik auf die Eruptionen von *Vulcano* sucht Riccò den Beweis dafür zu erbringen, dass bei den Eruptionen eine genügende Menge Energie entwickelt wird, um derartige Phänomene zu bewirken.

Von hoher Bedeutung für die Vulcanologie ist das gegenseitige Verhalten von zwei benachbarten Vulcanen während einer Eruptionsperiode. In dieser Hinsicht sind die Beobachtungen von G. Mercalli (24) sehr interessant. Zweimal hat derselbe während der Dauer der Eruption von *Vulcano* den *Stromboli* besucht, das erste Mal im September 1888 und dann noch einmal im Februar und März 1889. Am wichtigsten ist die Thatsache, dass die Schwankungen in der Thätigkeit des *Stromboli* in keiner zeitlichen Beziehung weder des Synchronismus, noch des Antagonismus zu den Maxima oder Minima der Eruptionsperiode von *Vulcano* stehen. Beim *Stromboli* hängen die Explosionen von einer Lavamasse ab, welche den Vulcanschlot vollständig ausfüllt und in einem Strom sich nach aussen ergiesst; die Explosionen finden daher ununterbrochen statt, sind aber nur schwach. Für *Vulcano* sind hingegen die intermittirenden Explosionen charakteristisch, weil die magmatische Lava in bedeutender Tiefe im Innern des Vulcans steht, so dass die Gase und Dämpfe bei der Explosion einen mehr oder minder hohen Widerstand zu überwinden haben. Diesem verschiedenen Verhalten entsprechend haben die Eruptionsproducte beider Vulcane eine ganz verschiedene Beschaffenheit und Gestalt. *Stromboli* gab ausser dem Lavastrom bei den Explosionen wenig Wasserdampf von sich, dagegen grosse Massen von kleinen Schlacken; Aschen fehlten ganz. Bei *Vulcano* war dagegen die Menge des ausgestossenen Wasserdampfes sehr gross, etwas geringer die der Aschen und Sande, es fehlten die kleinen Schlackentheilchen, das heisst, die kleinen, ungestaltenen Stückchen recenter Lava, welche nur in mehr oder minder grossen Massen zusammen mit zahlreichen Einschlüssen alter Lava ausgeschleudert wurden.

Die secundären Aeusserungen der vulcanischen Thätigkeit auf den *äolischen Inseln* verriethen theilweise eine Zunahme ihrer Intensität im Verlaufe der Eruptionsperiode von Vulcano in den Jahren 1873 bis 1890, wie z. B. die Thermen und Gasemana-

Digitized by Google

tionen von *Bagno Secco* und *Piano Greco* auf der Insel *Lipari* und diejenigen auf *Panaria*, andere nahmen an Thätigkeit ab, wie die Fumajolen auf *Vulcanello* und von *San Leonardo* auf *Lipari* nebst den Gasemanationen an der Ostküste von *Vulcano*, wieder andere verhielten sich allen vulcanischen Vorgängen gegenüber indifferent.

Die eruptiven Erscheinungen, welche sich 22 Monate hindurch ohne Unterbrechung und ohne nennenswerte Veränderung an *Vulcano* geltend machten, sind so eigenthümlicher und von den bei anderen Vulcanen sich abspielenden Vorgängen so abweichender Art, dass der Versuch einer Erklärung des inneren eruptiven Mechanismus sich von selber aufdrängt. Da strömende Lava während der ganzen Dauer der Eruption nicht zu Tage getreten ist, so muss jede Erklärung an das von *Vulcano* ausgestossene feste Gesteinsmaterial anknüpfen.

Die Eruptionsproducte zerfallen in zwei scharf getrennte Gruppen; die einen sind massige Gesteine, die andern bimssteinartig aufgeblasen und von Sprüngen durchsetzt. Zwischen beiden Extremen finden sich alle nur möglichen Uebergänge, ein klarer Beweis dafür, dass sie aus ein und demselben Herd und ein und derselben Lavamasse stammen.

Um die verschiedene Structur der Auswürflinge zu erklären, nimmt G. Platania (14) an, dass die compacten Steine von dem oberen Theil der magmatischen Lava geliefert seien, welcher schon relativ abgekühlt und verfestigt gewesen sei, die andere Gruppe von Blöcken rühre aus den tieferen Schichten des Magmas her, die sich noch in flüssigem Zustande befunden hätten. O. Silvestri und G. Mercalli (24) vertreten die entgegengesetzte Ansicht, dass nämlich die oberen Schichten massige Projectile von etwas saurerer Lava mit poröser, trachytähnlicher Structur und geringerem specifischen Gewicht geliefert hätten, die tieferen hingegen solche einer compacten, fast glasigen Lava und von grösserem specifischen Gewicht. Dass aber die verschieden höhere oder tiefere Lage nicht der Grund der verschiedenen structurellen Ausbildung sein kann, geht schon aus dem Umstande hervor, dass manche Stücke beide Structurverhältnisse in sich vereinigen, indem sie eine compacte, fast glasige Seite und eine bimssteinartige haben.

S. Consiglio Ponte (3 und 5) möchte die Bedenken, welche beiden erwähnten Erklärungen gegenüber sich erheben, durch die

Digitized by Google

Annahme vermeiden, dass alle Gesteine aus ein und derselben, in gleichem Zustande sich befindlichen Masse stammen. Je nachdem nun dieselben eine längere oder kürzere Zeit in dem Vulcanschlot stecken blieben oder plötzlich hinausgeschleudert wurden, bildeten sich massige Gesteine oder solche mit einem compacten Kern und einer porösen Hülle oder endlich reine Bimssteine. Im ersten Falle hatten die aus dem Magma losgelösten Massen Zeit, sich zu verfestigen und büssten die Fähigkeit sich auszudehnen ein; im zweiten bewahrten sie ihren ursprünglichen Zustand nur im Innern, oder sie nahmen umgekehrt im Kern die Bimssteinstructur an, während das Aeussere sich verfestigte; im dritten Falle endlich konnte die Lavamasse sich bei der äusseren Temperatur ausdehnen und deformiren.

Alle die verschiedenen Formen, welche die Bomben aufweisen, lassen sich auf zwei Grundtypen, das längliche Tetraeder und den Kegel zurückführen. Diese bezeichnet S. Consiglio Ponte (3 und 5) als die primären Formen, welche die Bomben gleich bei ihrer Entstehung angenommen haben; ihnen gegenüber stehen alle anderen als zufällige, secundäre Formen, welche durch die Deformation der Masse bedingt sind, nachdem die Bomben aus dem Vulcan geschleudert und auf den Boden gefallen sind. Alle Bomben tragen, so sehr sie auch in ihrer primären Gestalt verändert sein mögen, auf ihrer Oberfläche scharfe Ecken an sich.

Die morphologischen Eigenschaften der Bomben sind unvereinbar mit der Annahme, dass dieselben aus einer Lavamasse stammten, welche sich im flüssigen Zustande, oder, wie O. Silvestri und G. Mercalli (24) sogar wollen, in dem der vollständigen Flüssigkeit befände. Andererseits können die Bomben auch nicht schon als erstarrte und verfestigte Massen hinausgeschleudert worden sein, da in diesem Falle keine Deformation mehr eintreten könnte. Beide Eigenthümlichkeiten, die eckige Gestalt und die Fähigkeit, unter dem Einfluss der sich ausdehnenden Gase und Dämpfe sich zu deformiren, sind dagegen nach S. Consiglio Ponte (3 und 5) sehr wohl mit einander vereinbar, wenn man für das Magma einen zähflüssigen, viscosen Zustand voraussetzt. Es ist nicht unwahrscheinlich, dass in dieser Eigenschaft der magmatischen Lavamasse eine jener Bedingungen zu suchen ist, welche trotz der langen und intensiven Thätigkeit des Vulcans das Hervorbrechen eines Lavastromes verhinderten.

Digitized by Google

Oben wurde bereits erwähnt, dass einer jeden Eruption von *Vulcano* um einige Secunden ein Zittern des Bodens vorausgeht, welches nur mit einem Quecksilberbad nachgewiesen werden konnte; nach einer kurzen Ruhepause trat die Explosion im Krater ein.

Am 12. Februar 1889 war S. Consiglio Ponte (3) Augenzeuge einer jener heftigen Explosionen, wie sie fast täglich auftraten. Vor der Explosion war der Kraterboden mit einem grossen Haufen rauchender Trümmer bedeckt, die weissen Dampf ausstiessen. Auf eine im Innern stattfindende Explosion erfolgte ein Geräusch, wie von Dampf, welcher unter hohem Druck entweicht und dabei auf verschiedene Hindernisse stösst. Dann erschienen dichte Massen von schwarzem Rauch, die sich über einander thürmten und unter Blitz und Donner in die Höhe schossen. Die erste Explosion ging jedenfalls im Innern der Lavamasse vor sich und wurde durch die schnelle Entwicklung von hochgespanntem Dampf veranlasst.

Bei jeder Explosion muss nun in einem oder mehreren Punkten der Magmamasse ein radialer Bruch entstehen, welcher mehr oder minder grosse Blöcke formt. Aus mechanischen Gründen können diese Blöcke keine andere Gestalt annehmen, als entweder die eines Kegels oder eines länglichen, etwas unregelmässigen Tetraeders. Bestimmend ist in dieser Hinsicht die Art, mit welcher das mechanische Agens, in erster Linie hochgespannter Wasserdampf, auf die magmatische Lava einwirkt. Wenn die Explosion eine instantane ist, so müssen die durch den radialen Bruch erzeugten Blöcke die Gestalt eines Kegels annehmen. Hat hingegen der in und unter der Magmamasse sich entwickelnde Wasserdampf nicht gleich anfangs die nöthige Kraft, um plötzlich die innere Explosion zu erzeugen, so entsteht zunächst eine Art Anschwellung, und erst wenn die für die Explosion nöthige Dampfspannung erreicht ist, bildet sich ein radialer Bruch. In diesem Falle können die Blöcke nur die Gestalt eines länglichen Tetraeders annehmen.

Die charakteristischen Eigenthümlichkeiten der Eruptionen von Vulcano bestehen:

1. in intermittirenden Ausbrüchen von verschiedener Stärke, welche in verschieden langen Intervallen eintreten und vom Auswerfen grosser Dampfmassen, sowie festen Materials begleitet sind;
2. in dem Mangel jeglichen Lavaergusses;
3. in dem Fehlen geodynamischer Paroxysmen.

Digitized by Google

Die *Vulcano*-Eruptionen stehen durch diese Eigenschaften in schroffstem Gegensatz zu den plinianischen Ausbrüchen, wie sie vom Vesuv her bekannt sind, ebenso aber auch zu der für den Stromboli charakteristischen eruptiven Thätigkeit und den einfachen Gasemanationen im Solfatarenzustande. Diesen drei typischen Eruptionsarten stellt O. Silvestri (20 und 24) die für Vulcano bezeichnenden Ausbrüche als einen besonderen Typus gegenüber und bezeichnet sie als „Vulcanianische".

Im Laufe des Monats März 1891 besuchte S. Consiglio Ponte (4) von neuem die Insel *Vulcano*, um den Zustand des Kraters zu untersuchen und die Veränderungen zu constatiren, welche in demselben durch die Ausbrüche hervorgerufen waren. Das Ende der Eruptionsperiode setzte O. Silvestri (24), wie oben erwähnt, auf den 22. März 1890 und berechnete darnach die Dauer derselben zu etwa 20 Monaten. Indessen hatte die grosse Eruption vom 15. März 1890 noch eine längere Zeit anhaltende Nachwirkung, so dass Consiglio Ponte (4) die Periode erst nach einer Dauer von über 22 Monaten mit dem Mai-Juni 1890 enden lässt.

Vom Fusse des Berges aus sah man auf dem Rande des äusseren Ringes, besonders auf der Nordseite, die Fumarolen in voller Thätigkeit; die Dampf- und Gasemanationen, welche sich aus der centralen Höhlung des Kraters erhoben, waren dagegen sehr unregelmässig. Auf der Aussenseite des Berges hatte die Dampfentwicklung, welche im Februar 1890 noch so intensiv gewesen war, ganz aufgehört, die noch vorhandenen Fumarolen waren jedoch nicht weniger thätig, als zur Zeit der stärksten Eruptionen des Vulcans. In seinem Aeussern zeigte der Vulcanberg nicht die geringste Veränderung gegen früher, wenn man absieht von der dicken Schicht von Lapilli und Asche, welche die Oberfläche bedeckt. Die Neigung der Flanken schwankt zwischen 30 und 35°.

Innerhalb des äusseren Kraterringes liegt etwa 5 Meter tiefer ein circa 50 Meter breiter kreisförmiger Raum, der seinerseits auf der Innenseite von einem erhöhten Rande begrenzt wird; letzterer bildet den eigentlichen Wall der kraterförmigen Vertiefung, der sogenannten *„Fossa di Vulcano"*. Der zwischen beiden Rändern liegende Raum verläuft concentrisch zu der Bocca des Kraters, erreicht im Westen seine grösste Breite, verschmälert sich aber nach Osten und Süden, so dass im SO.—S.—SW. beide Ränder in ein-

Digitized by Google

ander übergehen. Das Innere der „*Fossa*“ besteht aus einer grossen trichterförmigen Höhlung von elliptischem Umfang, deren grosse, von Nordnordwesten nach Südsüdosten gerichtete Achse circa 200 Meter, deren kleine Achse 130—140 Meter Länge hat. Die innere Abdachung des Kraters hat im Durchschnitte eine Neigung von 30—35° und besteht aus drei Absätzen, von denen der dritte direct zum Schlot hinabführt. Im September 1889 betrug die Tiefe des Kraters an der Nordseite etwas über 20 Meter, d. h. die „*Fossa*“ reichte bis zum obersten Absatz. Die letzte der grossen Explosionen, diejenige vom 15. März 1890, schleuderte eine Masse von 75.000 Cubikmeter mit einem Gewichte von über 100.000 Tonnen fort, welche sich rund um den Krater bis zu 7 Kilometer Entfernung, wenigstens auf der Nordseite, ausbreitete.

Die Thätigkeit im Innern des Kraters beschränkte sich hauptsächlich auf zahlreiche Fumarolen, deren Intensität zunahm, je tiefer man in den Krater hinabstieg.

Als Consiglio Ponte über den Rand des letzten Absatzes in den eigentlichen Vulcanschlot hinabblickte, war er überrascht von dem Anblicke, der sich ihm darbot. Der Boden stellte eine fast kreisrunde ebene Fläche dar, die von einigen Erhöhungen unterbrochen war. Letztere waren mit hellgelben und röthlichgelben Sublimationen überzogen und hoben sich von dem bräunlichen Grunde scharf ab. Indem er Steine auf den Grund warf, überzeugte er sich davon, dass es sich um einen kleinen See handelte, der an der Oberfläche mit einer Kruste überzogen war. Die Wassermasse hatte sich wahrscheinlich auf dem undurchlässigen Boden durch Condensirung von Wasserdampf gebildet und war durch meteorisches Wasser vielleicht vergrössert worden.

Stromboli.

Bibliographie.

1. Arcidiacono S.: Lo Stromboli dopo l'esplosione del 31 agosto 1891. Annali dell' Ufficio Centr. Meteorol. e Geodinamico Ital. Ser. IIa, 1889, Bd. XI, Theil III; Rom 1892, pag. 216—220.
2. Denza F.: Stromboli.
Annuario Scient. Industr. Mailand, Bd. XXVIII.
3. Fulcher L. W.: Stromboli in 1891.
Nature 1892/93, Bd. XLVII, pag. 89, 90.

Digitized by Google

4. Fulcher L. W.: Vulcano and Stromboli.
Geological Magazine, Ser. III, 1890, Bd. VII, pag. 347—353.
5. Johnston-Lavis H. J.: Stromboli.
Nature 1892/93, Bd. XLVII, pag. 453.
6. Mercalli G.: Sopra alcune lave antiche e moderne dello Stromboli.
Rendiconti del Ist. Lombardo di Sc. e Lettere, Ser. IIa, 1890, Bd. XXIII, pag. 863—873. Giornale di Mineral., Crist. e Petrogr. 1891, Bd. II, pag. 165 bis 176.
7. Derselbe: Siehe Nr. 9.
8. Ricciardi L.: La recente eruzione dello Stromboli in relazione alla frattura Capo Passero-Vulture e sull' influenza luni-solare nelle eruzioni.
Reggio Calabria, 1893, 12 S.
9. Riccò A. e Mercalli G.: Sopra il periodo eruttivo dello Stromboli cominciato il 24 giugno 1891.
Annali dell' Ufficio Centr. Meteorol. e Geodinamic. Ital. Ser. IIa, 1889, Bd. XI, Theil III; Rom 1892, pag. 187—221, 2 Tafeln. Giornale di Mineral., Crist. e Petrogr. 1893, Bd. IV, 15.
10. Riccò A.: Sulla influenza luni-solare nelle eruzioni.
Atti della Accad. Gioenia di Scienze Naturali in Catania. Anno 69, Ser. IVa, Bd. V, Nr. 11, 6 S.
(Diese Abhandlung ist gleichlautend mit dem Abschnitt 6 der unter Nr. 9 aufgeführten Arbeit.)

Der *Stromboli* ist einer von den bekannteren und doch wenig untersuchten Vulcanen. Allgemein verbreitet war bisher die Vorstellung, dass die vulcanische Thätigkeit desselben durch die regelmässige Aufeinanderfolge von schwachen Explosionen charakterisirt sei. Dem ist jedoch nicht so, es wechseln vielmehr Phasen von mehr oder minder starker Intensität mit paroxysmusartigen Eruptionen, welche den plinianischen Explosionen gleichzustellen sind. Durch diese Paroxysmen wird die ununterbrochene Reihe der Explosionen des *Stromboli* in ebenso viele Perioden zerlegt, welche den Perioden des *Vesuvs* und anderer Vulcane entsprechen; der einzige wesentliche Unterschied besteht nur darin, dass beim *Stromboli* die Zeiten vollständiger Ruhe fehlen.

Der gegenwärtig thätige Krater des *Stromboli* liegt auf dem Nordnordwest-Abhange des alten centralen, seit langen Zeiten erloschenen Kraters und nimmt den oberen Abschnitt eines grossen Thales ein, welches oben am alten Krater ansetzt und bis zum Meere reicht. Die Seiten dieses Thales werden etwas oberhalb der thätigen Bocchen durch zwei mächtige unregelmässige Vorsprünge, die sogenannten *„Faraglioni“*, gebildet, welche den Krater auf der

Digitized by Google

Nordost- und Südwestseite umschliessen. An den vom Meere aus allein sichtbaren nordwestlichen Rand des Kraters setzt sich ein steiler Abhang an, welcher direct bis zum Meere reicht und ausschliesslich aus Lapilli und Schlacken besteht. Ueber diesen *„Sciara del Fuoco"* genannten Abhang rollen die bei den Explosionen ausgeworfenen glühenden Schlacken bis zum Strand herunter.

Bei der eruptiven Phase, welche in der Nacht vom 23./24. October 1888 mit einer heftigen, von einem Erdbeben begleiteten Explosion ihren Anfang nahm, öffneten sich am oberen äusseren Rande der *Sciara del Fuoco* drei neue Bocchen, von denen jede ein von den beiden anderen unabhängiges Verhalten zeigte. Flüssige Lava stand nur im Schlote des centralen Kegels, der sich um die Bocche gebildet hatte. Während unaufhörlich mit Pausen von einigen Secunden Explosionen von glühenden Schlacken erfolgten, ergoss sich die Lava langsam aus einer kleinen Oeffnung, welche auf der Flanke des Kegels entstanden war. Ganz anders war die Thätigkeit der beiden seitlichen kleinen Kegel, Lava war in denselben nicht sichtbar und der Auswurf der Schlacken erfolgte nach mehr oder minder langen Pausen.

Dieser Zustand dauerte bis zum Juni 1889, dann folgten zwei Jahre einer aussergewöhnlichen Ruhe, die nur zweimal, Ende December 1890 und am 26. Jänner 1891, durch eine vorübergehend erhöhte Thätigkeit unterbrochen wurde. Die drei erwähnten Kegel erlitten aber im Laufe des Jahres 1889 mehrfach Veränderungen in ihrer Gestalt, bis sie durch die Explosionen des 24. und 30. Juni 1891 vollkommen beseitigt wurden und vier andere Bocchen an ihre Stelle traten.

Am 24. Juni 1891 erfolgten um 12 h 45 m p. m. kurz hinter einander zwei ziemlich heftige Stösse, welche nicht nur auf der ganzen Insel, sondern selbst bis zu der circa 40 Kilometer entfernten Insel *Salina* fühlbar waren. Unmittelbar darauf brach der Vulcan mit zwei heftigen Explosionen aus. Ueber dem Krater erhoben sich zwei mächtige Rauchsäulen zu ziemlicher Höhe. Noch eine beträchtliche Zeit nach diesen ersten Ausbrüchen erschien der ganze obere Theil des Berges mit glühendem Material bedeckt, bis zu einer Entfernung von $1^1/_2$ Kilometer von den eruptiven Bocchen wurden Lapilli in Form von Lavastücken geschleudert, ein feiner Aschenregen ergoss sich über die ganze Insel und liess erst in den nächsten Tagen nach.

Digitized by Google

Der Lavastrom, welcher sich unmittelbar nach den beiden ersten Explosionen ergoss, ging von einem der westlichsten Bocca zunächst gelegenen Punkte der *Sciara del Fuoco* aus, deren oberer Rand sich mit einem tiefen Riss öffnete. Der Lavaerguss hielt zwei Tage ununterbrochen an, dabei wiederholten sich die heftigen Explosionen, wenn auch mit abnehmender Intensität. Am 26. liess der Aschenauswurf etwas nach, doch wurden noch Steine und glühende Schlacken am 27. ausgestossen. An den beiden folgenden Tagen kehrte der *Stromboli* zu seiner gewöhnlichen ruhigen Thätigkeit zurück und war zu hoffen, dass die Eruption zu Ende sei, als am Morgen des 30. die ganze Insel abermals heftig erschüttert wurde. Wenige Augenblicke später erfolgte ein zweiter heftiger Stoss, der eine neue Phase der Eruption einleitete.

Der Ausbruch sowohl wie die Erschütterung waren nicht ganz so stark, wie die vom 24. gewesen waren. Unmittelbar nach der Explosion begann ein beträchtlicher Lavastrom etwas unterhalb und seitlich von der Bocca auszufliessen, aus welcher die Explosionen erfolgten. Letztere wiederholten sich sehr häufig bis zum 2. Juli, am 3. verminderte sich ihre Intensität bedeutend, und am 4. nahm der Vulcan seinen gewöhnlichen Zustand mässiger Thätigkeit wieder an, der bis zum 16. dauerte. Die nächste Periode erhöhter Thätigkeit mit Explosionen und einem neuen Lavaerguss umfasste die Zeit von 9 Uhr Morgens des 16. Juli bis zum 23. Juli; von diesem Tage bis zum 28. machte sich eine Abnahme in der Thätigkeit bemerkbar, die zu dem gewöhnlichen Zustande überführte. Mit dem 24. August traten alsdann wieder Anzeichen ein, welche auf den Beginn einer neuen, dritten Eruptionsphase schliessen liessen.

Während der Ruheperiode in der ersten Hälfte des Juli besuchten A. Riccò und G. Mercalli (9) den *Stromboli*, um den Krater zu untersuchen und die durch die Eruptionen verursachten Veränderungen festzustellen.

Beim Aufstieg zu der 918 Meter hohen Spitze des Vulcans durchquerten sie am Nordostabhange zwischen 400 und 550 Meter Höhe mächtige Bänke schwarzen vulcanischen Sandes, der offenbar von früheren Eruptionen herstammte. Erst zwischen 750 und 800 Meter Höhe trafen sie vereinzelte Spuren der jüngsten Ausbrüche in Gestalt von Schlacken. Die Spitze selber war auf der Nordseite mit einer dünnen Schicht von Lapilli und Schlacken bedeckt.

Digitized by Google

Von den Bocchen waren drei in Thätigkeit, ausserdem gaben drei grosse Fumarolen auf dem äusseren westlichen Abhang des Kraters dichte Säulen weisslichen Rauches von sich; andere kleinere Fumarolen lagen innerhalb des Kraters. Die Explosionen bestanden in dem Ausstossen von wenig dichtem Dampf mit Schlacken; Aschen und feiner Detritus fehlten. Um zu erfahren, ob die Explosionen von Erzittern des Bodens begleitet wären, die vielleicht wegen ihrer zu grossen Schwäche nicht direct wahrnehmbar wären, wurde etwa 250 Meter von den beiden thätigsten Bocchen ein Quecksilberbad aufgestellt. In dem Zeitraum von $2^1/_2$ Stunden, in welchem die Oberfläche des Quecksilbers sorgfältig beobachtet wurde, gingen von 14 Explosionen 11 ohne jegliches Erzittern vor sich, zwei riefen ein merkliches Erzittern des Quecksilbers hervor und eine war von einem ganz schwachen, kaum wahrnehmbaren Zittern begleitet.

Am 7. Juli waren drei Bocchen des *Stromboli* gleichzeitig und unabhängig von einander thätig, zwei von diesen zeigten einen ähnlichen Rhythmus, nämlich schwache explosionsartige Eruptionen in Intervallen von einer Minute bis zu einer halben Stunde.

Die dritte Bocche hatte ein ganz verschiedenes Verhalten, ihre Explosionen waren in der Regel ganz schwach, gingen aber fast ohne Unterbrechung vor sich. Der verschiedene Rhythmus der drei Bocchen rührte vielleicht daher, dass in der zuletzt erwähnten Bocca die Lava in freier Communication mit der Atmosphäre stand, während in den beiden andern die Lava tief stand und die Verbindung mit der Aussenwelt durch altes, aus dem Krater herabfallendes Material zeitweilig unterbrochen wurde

Die dritte Eruptionsphase begann am 31. August um 7 h 48 m a. m. mit einer heftigen Explosion, welcher starke und schnelle Bodenerschütterungen unmittelbar vorausgingen. Die Rauchsäule, welche bei der Explosion in die Luft geschleudert wurde, war mit Sand, Asche, Fetzen, glühender Lava, Bomben und anderem mehr oder minder grossen Material vermischt. Bald darauf fiel im ganzen Umkreise des *Stromboli* ein dichter Regen von äusserst feinem, dunkelroth gefärbtem Sande, welcher an einigen Stellen den Boden in einer Dicke von mehreren Centimetern bedeckte.

Seit dieser ersten eruptiven Aeusserung herrschte den ganzen Tag über verhältnismässige Ruhe. Erst am Abend des 1. September

Digitized by Google

nahm der *Stromboli* seine eruptive Thätigkeit wieder auf, die mit geringen Schwankungen auch die nächsten Tage anhielt.

Die Veränderungen, welche seit dem Juli sich im Zustande des *Stromboli* vollzogen hatten, konnte S. Arcidiacono (1) bei seinem Besuche des Vulcans am 3. September feststellen. Es liessen sich in dem Krater drei Eruptionsstellen genau unterscheiden:

Die erste bestand aus einer einzigen Bocca von fast kreisrunder Gestalt und einem Durchmesser von circa 10 Metern. Sie war am thätigsten, stiess dichte Rauchsäulen bis zu bedeutender Höhe aus und bei stärkeren Eruptionen auch Steine. Die Ausbrüche vollzogen sich in verschieden langen Zwischenräumen von 4—38 Minuten.

Eine zweite, in der Mitte gelegene, umfasste einen unregelmässig gestalteten Schlund von etwa 30 Meter Durchmesser, welcher unter fortwährendem, starkem, bisweilen kanonenschlagähnlichem Donner hochgespannten Dampf ausstiess.

Eine dritte Stelle setzte sich aus mehreren Bocchen zusammen, welche eine dichte Masse weissen Dampfes ruhig von sich gaben, umringt von zahlreichen Fumarolen, welche besonders in den kurzen Perioden eines grösseren Paroxysmus verschwanden und wieder erschienen.

Bis zum Ende des Jahres 1891 scheint der *Stromboli* keine Explosionen von bedeutenderer Intensität gehabt zu haben, nur am 14. December vernahm man ein lange anhaltendes Brüllen des Vulcans, was von einer Explosion gefolgt sein mag. Im ganzen muss aber die Thätigkeit des *Stromboli* in den Monaten September bis November eine grössere als gewöhnlich, wenigstens zeitweise, gewesen sein, da von dem circa 40 Kilometer entfernten *Milazzo* auf *Sizilien* wiederholt mächtige Rauchwolken in der bekannten Pinienform über dem Vulcan stehend erblickt worden sind.

Im Laufe des Jahres 1891 hat also der *Stromboli* drei Phasen erhöhter Thätigkeit gehabt, von denen die erste am 24. Juni, die zweite am 30. Juni und die dritte am 31. August ihren Anfang nahm. Jede dieser Phasen wird ganz unerwartet durch eine starke Explosion eröffnet, an welche sich für einige Tage eine Periode mit abnehmender Thätigkeit anschliesst, die aber immer noch stärker als gewöhnlich ist.

Den ersten Explosionen geht eine ungewöhnliche Ruhe des Vulcans voraus. Vorzeichen irgend welcher Art,

Digitized by Google

welche auf das kommende Ereignis vorbereiten, fehlen gänzlich. Ein merkbares Erzittern des Bodens der ganzen Insel und starkes Geräusch sind die gewöhnlichen Begleiterscheinungen der ersten, meist äusserst kurzen Explosion. Mit der Dampf- und Rauchwolke, welche über dem *Stromboli* die Form einer Pinie annimmt, werden Stücke alter Laven, Schlacken, Lapilli und Aschen ausgestossen. Diese Explosionen gleichen also in allen ihren Eigenthümlichkeiten den von anderen Vulcanen her bekannten „plinianischen Eruptionen".

Auf die ersten Explosionen, welche fast die ganze vulcanische Kraft des *Stromboli* erschöpfen, folgt ein Lavaerguss. Alle später erfolgenden Explosionen unterscheiden sich von der ersten nicht blos durch die geringere Intensität, sondern vor allem durch die fast vollständige Ruhe des Bodens, unter welcher sie vor sich gehen; ferner besteht das Auswurfsmaterial weder in Aschen noch in anderem Detritus alter Lavaströme, sondern fast ausschliesslich in Schlacken recenter Lava. Der Rhythmus, mit welchem diese schwächeren Explosionen stattfinden, schwankt bei den verschiedenen Bocchen innerhalb ziemlich weiter Grenzen. Diese mässigen, rhythmischen, ununterbrochenen Eruptionen, welche auch beim *Vesuv* und *Aetna* mit Paroxysmen abwechseln, charakterisiren die Thätigkeit des *Stromboli* und heissen deswegen „strombolianische", weil sie beim *Stromboli* auch in Perioden relativer Ruhe nicht aussetzen.

Die Bocchen, welche im Jahre 1891 gleichzeitig in Thätigkeit traten, sind nicht neu eröffnete Canäle, sondern alte secundäre Kraterbildungen. Ihre kleinen Eruptionskegel unterliegen bei den Ausbrüchen fortwährenden Veränderungen bezüglich ihrer Gestalt und Dimensionen.

Was den Mechanismus der Eruptionen des *Stromboli* angeht, so möchte G. Mercalli (7) die eigentlich sogenannten „strombolianischen Eruptionen" den Ausbrüchen der Geysire gleichstellen und die Theorie von Bunsen mit den durch die Sache gebotenen Veränderungen auf dieselben anwenden. Die paroxysmusartigen Eruptionen dagegen werden auf Verstopfungen des Vulcanschlotes durch herabfallendes verfestigtes Material zurückgeführt. Als secundäre Ursache lassen Mercalli und A. Riccò (10) die Anziehungskraft von Sonne und Mond gelten; ausserdem halten sie einen physischen wie mechanischen Einfluss der dem Herd des *Stromboli* benachbarten seismischen oder vulcanischen Herde nicht für ausgeschlossen.

Digitized by Google

Was diesen letzten Punkt angeht, so führt eine vergleichende Zusammenstellung des Verhaltens des *Stromboli* mit den seismisch-vulcanischen Vorgängen der anderen italienischen Vulcane zu folgenden Schlüssen:

1. Es scheint keine directe Verbindung zwischen den Herden der beiden äolischen Vulcane zu bestehen. Wenn trotzdem beide Vulcane, besonders zur Zeit der verheerenden Erdbeben *Siziliens* oder *Süditaliens*, in Thätigkeit treten, so ist eher eine gemeinsame Beeinflussung ihrer Herde durch die grossen seismischen Phänomene anzunehmen als eine directe Beziehung zwischen beiden Vulcanen.

2. Von 24 Eruptionen des *Stromboli* ereigneten sich nur zwei, nämlich diejenigen von 1822 und 1834, gleichzeitig mit solchen des *Vesuvs*; dieses Zusammentreffen ist wahrscheinlich nur ein zufälliges.

3. Dagegen gingen den vier Eruptionen des *Aetna* vom Jahre 1865, 1874, 1879 und 1886 solche des *Stromboli* unmittelbar vorauf oder folgten ihnen bald nach. Da nun auch der lithologische Charakter des von beiden Vulcanen ausgeworfenen Materials grosse Analogie zeigt, so liegt es nahe, anzunehmen, dass der Vulcanherd des *Aetna* auf denjenigen des *Stromboli* einen Einfluss ausübe.

4. Was die Beziehungen der Erdbeben zu den eruptiven Vorgängen des *Stromboli* angeht, so sind die direct durch die Thätigkeit des *Stromboli* veranlassten Erschütterungen zwar zahlreich, aber im allgemeinen schwach und auf die Insel selbst beschränkt. Die heftigsten unter diesen Erdbeben treffen in dem Augenblicke ein, wo der Vulcan nach einer mehr oder minder langen Periode relativer Ruhe sich wieder in Thätigkeit setzt. Bisweilen veranlasst die Thätigkeit des *Stromboli* ein Wiedererwachen der seismischen Herde der anderen äolischen Inseln *(Salina-Lipari)*. Aus dem gleichzeitigen Eintreffen von heftigen Ausbrüchen des *Stromboli* und starken Erdbeben der Nordküste *Siziliens*, des *Aetna* und des südlichen *Italiens* kann man auf eine gegenseitige Beeinflussung zwischen dem *Stromboli* und den seismischen Centren der genannten Gebiete schliessen. Dagegen scheint eine Beziehung zwischen den Erdbeben des mittleren und nördlichen *Italiens* und den Eruptionen des *Stromboli* ausgeschlossen zu sein.

Digitized by Google

Unterseeischer Vulcan bei Pantelleria.

Bibliographie.

1. Baratta M.: Sulle bombe esplodenti dell' eruzione sottomarina di Pantelleria (1891).
   Annali dell' Ufficio Centr. Meteorol. e Geodinamico Ital. Ser. IIa, 1889, Bd. XI, Theil III, pag. 181—185; Rom 1892.
2. Derselbe: Gli odierni fenomeni endogeni di Pantelleria. Mailand 1892. 8°. 12 S.
3. Butler G. W.: The October Eruption North-West of Pantelleria.
   Nature 1891/92, Bd. XLV, pag. 154.
4. Derselbe: On the Matter thrown up during the submarine Eruption North-West of Pantelleria, October 1891.
   Nature 1891/92, Bd. XLV, pag. 251—252.
5. Derselbe: Abstract of Mr. A. Riccò's Account of the Submarine Eruption North-West of Pantelleria, October 1891.
   Nature 1891/92, Bd. XLV, pag. 584, 585. 2 Figuren.
6. Consiglio Ponte S.: Primi appunti lito-paleontologici. Vgl. Nr. 12.
   Annali dell' Ufficio Centr. Meteorol. e Geodinamico Ital. Ser. IIa, 1889, Bd. XI, Theil III, pag. 24, 25; Rom 1892.
7. Denza F.: Terremoti, sollevamento ed eruzioni sottomarine a Pantelleria.
   Annuario Scient. Indust. Mailand, Bd. XXVIII.
8. Foerstner H.: Das Gestein der 1891 bei Pantelleria entstandenen Vulcaninsel und seine Beziehungen zu den jüngsten Eruptivgesteinen der Nachbarschaft. Tschermak's Mineral. und Petr. Mitth. 1891, XII, pag. 510—521.
9. Levi-Morenos D.: Notizie sull' eruzione marina a Pantelleria.
   Neptunia, Rivista mens. Venedig 1891, Bd. I, pag. 431—436.
10. Padovan Ad.: Sull' eruzione sottomarina Pantelleria, secondo il Riccò.
    Neptunia, Rivista mens. Venedig 1892, Bd. II, pag. 712—716.
11. Platania G.: L'éruption sous-marine près de l'île Pantelleria.
    La Nature 1891, Bd. XIX, pag. 397, 398. 2 Abbildungen.
12. Riccò A.: Terremoti, sollevamento ed eruzione sottomarina a Pantelleria nella seconda metà dell' ottobre 1891. Nota di A. Riccò con appendice di S. Consiglio Ponte.
    Annali dell' Ufficio Centr. Meteorol. e Geodinamico Ital. Ser. IIa, 1889, Bd. XI, Theil III, pag. 7—27, 1 Tafel; Rom 1892. Boll. della Soc. Geogr. Ital. Ser. IIIa, 1892, Bd. V, pag. 131—156.
13. Derselbe: Tremblements de terre, soulèvements et éruption sous-marine à Pantelleria.
    Compt. Rend. des Séances de l'Acad. des Sciences. Paris 1891, 2. Semester, Bd. CXIII, pag. 753—755.
14. L'eruzione sottomarina di Pantelleria: brano di rapporto del Comandante della spedizione idrografica.
    Rivista marittima, Rom. Bd. XXV, Fasc. 12.

Digitized by Google

Die Insel *Pantelleria* ist am südlichen Eingange zur sizilischen Strasse zwischen der Insel *Sizilien* und der gegenüberliegenden Küste von *Afrika* gelegen und erstreckt sich zwischen 36°44' bis 36°50' nördlicher Breite und 12° 11' bis 12° 3' östlicher Länge von Greenwich; sie hat fast ovale Gestalt mit einer Längsrichtung von Nordwest nach Südost zwischen *Punta San Leonardo* und *Punta Limarsi*, die 13·5 Kilometer beträgt; die grösste Breite zwischen *Punta di Tracino* und *Cuddia Scauri* macht etwa 8 Kilometer aus. Die Insel ist vulcanischen Ursprungs und besitzt ausser mehreren erloschenen Kratern noch einige andere, welche sich im Solfatarenzustande befinden. Ein Centrum vulcanischer Thätigkeit stellt der Kratersee „*Bagno dell'acqua*" dar, der von zahlreichen kleinen Thermalquellen (caldarelle) umgeben ist. Unter den „favare" genannten Fumarolen ist die bedeutendste die „*favara grande*", die auf der Innenseite eines grossen Kraters gelegen ist und fortwährend mächtige Dampfmassen von sich gibt; in einer Tiefe von 0·5 Meter hatte der Dampf eine Temperatur von 88° C.

Erdbeben waren auf *Pantelleria* so gut wie unbekannt, bis am 24./25. Mai 1890 im südöstlichen Theile der Insel eine Erschütterung auftrat, durch welche eine grössere Zahl von Cisternen zerstört wurde. In den folgenden Tagen vollzog sich eine Hebung der Küste auf der Nordostseite der Insel von der *Punta Karuscia* bis zur *Punta Tracino*, deren Betrag an der *Punta Gadir* auf 0·75 Meter geschätzt wurde.

Weder dieses erste Erdbeben noch ein späteres vom Juni 1890 ist in der am Nordwestende der Insel gelegenen Stadt *Pantelleria* bemerkt worden. Erst nach mehr als einem Jahr begann mit dem 14. October 1891 in *Pantelleria* eine Periode heftiger Erschütterungen, und während derselben sah man am 17. um 11 h 30 m a. m. in einiger Entfernung von der Küste das Meer sich ungestüm erheben, dann Rauchsäulen aus dem Wasser aufsteigen. Gleichzeitig nahmen die Erschütterungen an Intensität merklich ab.

Die Eruption ging auf einem in der Richtung von NO. nach SW. verlaufenden und etwa 850 Meter langen Streifen vor sich, in einer Entfernung von circa 4 Seemeilen W.¼ NW. von *Pantelleria*. Blöcke einer schwarzen schwammigen Masse schwammen in ausserordentlich grosser Zahl an der Eruptionsstelle auf dem Wasser umher, beim Platzen schleuderten sie Stücke bis zu einer Höhe von 15 bis 20 Meter empor. Die Temperatur des Wassers war um 1·5° C. höher

Digitized by Google

als gewöhnlich. Mit 350 Meter Leine fand man von einem Boot aus in der Mitte des Streifens noch keinen Boden. In der Nacht sah man über der Eruptionsstelle einen hellen Schimmer, der wahrscheinlich daher rührte, dass die Dämpfe von den beim Platzen noch im Innern glühenden Bomben erleuchtet wurden.

Als A. Riccò (11 und 12) am 23. October den Schauplatz der unterseeischen Eruption besuchte, betrug die Länge des Streifens nur noch 200 Meter bei einer Breite von 50 Meter. Die geographische Lage der Eruptionsstelle war in 36° 50′ 45″ nördlicher Breite und 11° 55′ 30″ östlicher Länge von Greenwich, 5 Kilometer WNW. von *Pantelleria*. Hatte auch die Intensität der Eruption bedeutend nachgelassen, so schwammen doch noch Hunderte von Blöcken auf dem Meere umher, von denen viele Wasserdampf mit Ungestüm von sich gaben, andere unter Detonationen platzten und Dampf, Wasser, sowie Gesteinsstücke mehrere Meter hoch in die Luft schleuderten.

Der Eruptionsact spielte sich bei jedem Block gleichmässig, in folgender Weise ab: Zuerst tauchte der Block aus dem Meere auf, dann stiess er unter Zischen Rauch aus, darauf erfolgte die Explosion und schliesslich sanken die Trümmer wieder unter. Die Explosionen folgten mit grosser Schnelligkeit auf einander. Die Temperatur der im Innern noch glühenden Blöcke suchte man durch Schmelzen von Metalldrähten festzustellen; die Versuche ergaben, dass die Temperatur mindestens 415° C. betrug, aber nicht 800° erreichte, da Messing nicht zum Schmelzen gebracht werden konnte. Die Temperatur des Wassers war selbst im Centrum der Eruption in keiner Weise verändert, sie betrug hier 24° und dieselbe Wasserwärme fand man etwa 2 Kilometer von der Eruptionsstelle entfernt. Zur Zeit des Höhepunktes der Eruption soll jedoch die Temperatur um 1·5° höher gewesen sein.

Die Versuche, durch Lotungen die Tiefe des Meeres an der Stelle der unterseeischen Eruption zu bestimmen, hatten leider keinen Erfolg, nur so viel lässt sich sagen, dass die Tiefe aller Wahrscheinlichkeit nach zugenommen hat, während man im Gegentheil erwarten sollte, dass durch das wieder zur Tiefe gesunkene Auswurfsmaterial der Boden erhöht wäre.

Am 24. October will man vom Lande aus noch Spuren der eruptiven Thätigkeit gesehen haben, ein Boot, welches sich am Nachmittage desselben Tages an Ort und Stelle begab, konnte aber

Digitized by Google

nur noch eine schwache Erregung des Meeres wahrnehmen. Am 26. war nichts mehr von der Eruption zu sehen.

Die interessanteste Erscheinung, welche mit den seismisch-eruptiven Vorgängen näher zusammenhängt, besteht in der Hebung, von welcher die Nordostküste der Insel betroffen worden ist. Die Hebung beginnt im Westen an der *Punta Karuscia*, wo sie etwa 0·25 Meter beträgt, steigt bei *Punta Spadillo* auf 1 Meter und nimmt bis zur *Cala di Tramontana* wieder bis auf 0·50 Meter ab. Die Hebung selber und der Betrag derselben ist ganz genau an den Incrustationen zu erkennen, welche sich als ein 0·10 Meter breiter Streifen an der Küste hinziehen und durch ihre weisslichgelbe Farbe von dem dunkeln vulcanischen Gestein scharf abheben. Oestlich von der *Punta della Pozzolana* sind zwei Streifen übereinander vorhanden. Unter dem oberen Streifen liegt eine 0·45 Meter breite Fläche, welche nur wenig Incrustationen aufweist, dann folgt ein zweiter weisslicher Streifen, welcher noch eine ziemliche Strecke über dem Meeresspiegel endet. Bei der *Punta Spadillo* erreicht die Hebung noch einen Betrag von 0·40 Meter, weiter in südöstlicher Richtung werden die Incrustationen immer schwächer und verschwinden jenseits der *Punta di Tracino*.

Mit dieser Hebung steht jedenfalls das Verschwinden von mehreren kleinen Wasserläufen und das Brechen von über 50 Cisternen in Verbindung. Beides soll nach Aussage der Bewohner im Jahre 1890 zur Zeit des Erdbebens am 24. Mai geschehen sein. Die erste Hebung soll sich während des zweiten Erdbebens im Jahre 1890, die zweite auf einmal vom 14./15. October 1891 vollzogen haben. Auf die Wirkung von Ebbe und Fluth lässt sich der Incrustationsstreifen nicht zurückführen, da die Differenz zwischen Hoch- und Niedrigwasser wahrscheinlich höchstens 7 Centimeter beträgt. Es bleibt also nur die Annahme übrig, dass die Hebung eine Folge des seismisch-vulcanischen Vorganges ist.

Etwa 500 Meter südlich von der *Punta Karuscia* wird der Boden von einer Spalte durchsetzt, die auf circa 300 Meter zu verfolgen ist. Dieselbe ist geschlossen und an denjenigen Stellen, wo sie Humusboden durchschneidet, nur schwach zu erkennen, dagegen sehr deutlich auf felsigem Boden. Das südwestliche Ende der Spalte ist vom Meere 82 Meter entfernt, das Nordostende 45 Meter. Auch

Digitized by Google

diese Spalte ist als ein Beweis dafür anzusehen, dass eine wirkliche Hebung stattgefunden hat.

Wenn auch die Vertheilung der Intensität der Erdbeben auf der Insel grosse Unregelmässigkeit zeigt, so lässt sich doch soviel feststellen, dass die Erschütterungen in O. und NO. der Insel etwas stärker waren als in den übrigen Theilen. Aus diesem Umstande erklärt es sich, dass gerade der Nordosten der Insel von der Hebung betroffen worden ist und dass gerade hier es zur Spaltenbildung kam.

Verschiedene Umstände deuten darauf, dass es sich bei dem unterseeischen Ausbruch im Jahre 1891 um die Wiederöffnung einer schon früher thätigen vulcanischen Bruchlinie handelt. *Pantelleria* liegt in der Verlängerung der Linie, welche *Sciacca* auf *Sizilien* mit *Ferdinandea* verbindet. In dieser Hinsicht ist es nun bemerkenswert, dass sowohl die submarine Eruption von 1891, wie die Bruchlinie bei der *Punta Karuscia* dieselbe von SW. nach NO. verlaufende Richtung aufweisen; und auch die gehobene Küstenstrecke von *Pantelleria* liegt *Sciacca* gegenüber. Riccò möchte deshalb in den Erdbeben und der Hebung von *Pantelleria* die Vorläufer der Eruption sehen, die im Jahre 1890 auf den alten Wegen, den Fumarolen und Thermen der alten Vulcane, einen Ausweg suchte, im folgenden Jahre dagegen zur Eröffnung eines unterseeischen neuen Vulcans führte, ohne dass die vulcanischen Phänomene auf der Insel eine Veränderung erfuhren.

Vulcane Südamerikas.

Bibliographie.

1. Heinrich O.: Besteigung des Vulcans Calbuco.
Globus. Illustrirte Zeitschr. für Länder- und Völkerkunde. 1894, Bd. LXVI, pag. 258, 259.
2. Möricke W.: Ist der Cerro del Tupungato ein Vulcan?
Petermann's Mitth. 1894, Bd. XL, pag. 142.
3. Noguès A.: Eruption du volcan Calbuco.
Comptes Rend. des Séances de l'Acad. des Sciences. Paris 1893, 2. Semester, Bd. CXVII, pag. 866, 867; 1894, 1. Semester, Bd. CXVIII, pag. 372—374.
4. Derselbe: Le volcan Calbuco. Son Eruption en 1893.
La Nature 1894, Bd. XXII, 1. Semester, pag. 173, 174, 3 Abbild.
5. Philippi B. A.: Der Ausbruch des Calbuco.
Globus, 1894, Bd. LXV, pag. 19, 20.

Digitized by Google

6. Pöhlmann R.: Erupción del Volcan Calbuco.
Anal. de la Univers. de Chile, Diciembre de 1893.
7. Steffen H.: Der Vulcan Calbuco.
Verhandl. der Gesellsch. für Erdkunde, Berlin 1893, Bd. XX, pag. 393; 1894, Bd. XXI, pag. 85—89.
8. Derselbe: Die vulcanische Thätigkeit des Calbuco.
Verhandl. der Gesellsch. für Erdkunde, Berlin 1895, Bd. XXII, pag. 119, 120.

Vulcan Calbuco in Chile.

Die Eruption des *Calbuco* ist im vorigen Berichte (Bd. XIV, 1894, pag. 237) bis zum October 1893 verfolgt worden. In demselben war die Frage, ob seismische Erschütterungen mit dem Ausbruch verbunden gewesen wären, offen gelassen worden. Nach einer Mittheilung von H. Steffen (7), die sich in allen wesentlichen Punkten mit dem früher Mitgetheilten deckt, ist an dem Vorkommen von Erderschütterungen während des Ausbruches nicht mehr zu zweifeln. Vom 28. April 1893, 6 h p. m., wird gemeldet, dass die Colonisten an der *Ensenada*, das heisst an der südöstlichen Ausbuchtung des *Llanquihuesees*, eine Erderschütterung mit starkem unterirdischen Geräusch wahrnahmen. Ebenso wurde am 4 Juni 6 h 15 m a. m. ein Erdbeben und um 9 h a. m. unterirdisches Geräusch in *Puerto Montt* und Umgegend bemerkt.

Aus einem Berichte, welchen Dr. C. Martin über die durch den ausserordentlich heftigen Ausbruch vom 5. October angerichteten Verheerungen erstattet hat, geht hervor, dass in der Nacht vom 5./6. October am Strande der *Ensenada* ein förmlicher Regen heisser Steine, allerdings nur für kurze Zeit, gefallen ist. Infolge der ungeheuren Niederschläge von Wasser und vulcanischer Asche haben sich Schlammströme gebildet, die, nach verschiedenen Seiten abfliessend, mit unwiderstehlicher Gewalt breite Lücken in die Urwälder am Abhange und am Fusse des *Calbuco* gerissen und an ihrer Stelle die sogenannten „cañadas", das heisst mehrere hundert Meter breite und meilenlange Strassen aus jetzt verhärtetem Schlamm zurückgelassen haben.

Ueber die durch die früheren Ausbrüche verursachten topographischen Veränderungen an den Abhängen und am Ostfusse des Vulcans theilt H. Steffen (8) einige Beobachtungen mit, welche H. O. de Fischer als Mitglied der chilenisch-argentinischen Grenzcommission anstellen konnte. Vor allem hat das Flussgebiet

Digitized by Google

des *Rio Hueñu-Hueñu*, eines Nebenflusses des *Rio Petrohue*, durch die von der Höhe des Vulcans abgeflossenen Schmelzwasser und Schlammströme bemerkenswerte Umgestaltungen erlitten. Im Februar 1893 hatte der *Hueñu-Hueñu* nahe seiner Mündung in den *Petrohue* ein zwischen hohe Steilufer eingeengtes, etwa 50 Meter breites Bett und führte reichliche Mengen lehmgelben Wassers in mächtiger Strömung dem *Petrohue* zu. Sein grösster Nebenfluss, der aus einem Gletscher des *Calbuco* entspringende *Rio Blanco*, welcher sich früher nahe am Fusse des Berges mit dem *Hueñu-Hueñu* vereinigte, mündet jetzt erst wenige hundert Meter vor der Vereinigung des letzteren mit dem *Petrohue;* auf der ganzen gegen 15 Kilometer langen Strecke vom Fuss des *Calbuco* bis zum *Petrohue*-Ufer dehnt sich eine zwischen 300 und 1000 Meter breite Schlammstrasse (cañada) aus. Auf dem südöstlichen Abhang des Vulcans liegt ein grosser Gletscher; noch sind bläuliche Eisschollen unter der Decke vulcanischer Asche erkennbar, doch scheint die Hauptmasse desselben abgeschmolzen zu sein. Lavaergüsse sind noch von keinem Beobachter gemeldet worden. Damit kann die Behauptung von A. E. Nogués (3 und 4) bezüglich der Lavaströme als widerlegt angesehen werden.

Die letzten Nachrichten, welche H. Steffen (8) über die Zunahme der vulcanischen Thätigkeit des Calbuco einziehen konnte, beziehen sich auf die Eruption vom 23. October 1893. In *Osorno*, welches über 90 Kilometer nordwestlich vom Vulcan entfernt liegt, fiel seit 5 h a. m. ein Aschenregen, welcher die Sonne verdunkelte. Der Ausbruch wurde von einer starken Detonation des Vulcans eingeleitet. Aehnliche Mittheilungen liegen aus *Puerto Varas* und *Puerto Montt* vor. Seit dieser Eruption ist die vulcanische Thätigkeit des *Calbuco* in ruhigem Fortgang begriffen.

Von den verschiedenen Versuchen, den Vulcan nach den grossen Ausbrüchen zu ersteigen, ist nur derjenige gelungen, welchen der deutsche Lehrer O. Heinrich (1) aus *Osorno* im Februar 1894 von der deutschen Colonie am See *Llanquihue* aus unternommen hat. Manche Erscheinungen, wie die Detonationen und andere, werden durch die Schilderung, welche O. Heinrich von den Vorgängen im Krater entwirft, verständlich. Ich lasse daher die Hauptstelle seines Berichtes in extenso folgen. Beim Aufstieg ging er der Strasse des Schlammstromes nach, welcher an mehreren Stellen noch heisse Dämpfe von sich gab. Auf der Höhe angelangt, überblickte er den Krater.

Digitized by Google

„Eine tiefe, aber schmale Quebrada trennte uns von dem Krater, die gegenüberliegende Wand der Schlucht ist grösstentheils niedriger als die, auf welcher wir stehen. Nur an einer Stelle überragt uns ein kleiner Gipfel in der Form eines abgestumpften Kegels; oben aus dem Stumpf stieg eine breite, aber nicht sehr dichte Rauchsäule empor. Hier ist vielleicht die Oeffnung zu suchen, aus welcher der Vulcan seine Asche ausgeworfen hat. Der Kegel hatte oben einen Durchmesser von circa 250—300 Meter und war noch etwa 25 Meter höher als unser Standpunkt. Dicht unter uns zur Seite des Kegels quollen aus Spalten zwei mächtige Dampfsäulen empor und andere unbedeutendere an allen Ecken. Die Thätigkeit war keine gleichmässige. Von Zeit zu Zeit kam ein kräftigeres Emporwirbeln der Dampfballen, bald bei der einen, bald bei der anderen Dampfsäule. Fortwährend lösten sich von jenem Kegel wohl infolge innerer Hitze Felsstücke los; welche mit Gekrache in die vor uns befindliche Schlucht oder in andere den Kegel begrenzende Abgründe, vielleicht auch in die Auswurfsöffnung stürzten. Von diesen abstürzenden Felsstücken rührte das Getöse her, welches sich anhörte wie der Donner eines starken Gewitters. Das Ganze war im Hintergrunde, sowie rechts und links durch überragende Höhenzüge abgeschlossen."

Aus den vorstehenden Worten gewinnt man nicht den Eindruck, dass es sich bei der Auswurfsöffnung um einen typischen Krater handelt. Heinrich bezeichnet den ganzen von den Höhenzügen abgegrenzten Raum, welcher einen Durchmesser von mehreren Kilometern hat, als einen Gebirgskessel mit hügeligem Terrain im östlichen Theil und jenem oben erwähnten Kegelstumpf auf der Westseite. Um diesen Kegel concentrirt sich die vulcanische Thätigkeit, während im tieferen östlichen Theile wenig davon zu spüren ist.

Vulcan Tupungato in Chile.

Die Frage, ob der *Tupungato* (6710 Meter hoch), etwas südlich von der Breite von *Valparaiso* in der chilenisch-argentinischen Cordillere gelegen, ein Vulcan ist oder nicht, hat W. Möricke (2) entschieden. Bei dem Versuche einer Besteigung des Berges, welchen derselbe im Jahre 1889/90 unternahm, gelangte er bis zu circa 4200 Meter Meereshöhe. Von hier war der Umriss des Kraters

Digitized by Google

deutlich sichtbar, während der Nacht war eine ziemlich dicke Rauchsäule wahrnehmbar, welche aus dem Krater emporstieg. Die mikroskopische Untersuchung einiger Lavastücke, welche den mächtigen Strömen von Lava am Abhange des Vulcans entnommen waren, lieferte den Nachweis, dass die Lava zu den olivinführenden Pyroxenandesiten, vielleicht auch zu den Basalten gehört.

Der etwas südlich vom *Tupungato* gelegene Vulcan von *San José* befand sich in Thätigkeit, wie Dr. W. Möricke aus einem Feuerschein schloss, welchen er vom Pass *Pinquenes* (etwa 4200 Meter) in der Richtung dieses in der Nähe befindlichen Vulcans bemerkte. Der *Volcan viejo de Chillan* besitzt, wie sich Herr Möricke bei einer Besteigung überzeugte, einen ziemlich grossen Krater, welchem aus zahlreichen Spalten Rauchsäulen entstiegen; die Lava dieses *Volcan viejo* zeigt genau dieselbe mineralogische Zusammensetzung wie die des *Tupungato*.

Vulcane Mittelamerikas.

1. Aguilera y Ezequiel Ordoñez José G.: Expedición científica al Popocatepetl.
   Comisión Geológica Mexicana. México 1895, 48 S., 5 Abbild., 1 geol. Profil, horiz. Maasstab 1 : 100.000, verticaler Maasstab 1 : 25.000; 1 geol. Karte 1 : 100.000.
2. Seebach K. v.: Ueber Vulcane Centralamerikas. Aus den nachgelassenen Aufzeichnungen von Karl v. Seebach herausgegeben von Hermann Wagner.
   Abhandl. der physik. Classe der königl. Gesellsch. der Wissensch. zu Göttingen. 1892, Bd. XXXVIII, 251 S. mit 8 Tafeln, 8 Karten und 8 Holzschnitten.
3. H. O.: Eene twijfelachtige vulkanische uitbarsting.
   Natuurk. Tijdschr. voor Nederl.-Indië 1895, Bd. LIV, pag. 201—204.

Von Ausbrüchen der Vulcane *Mittelamerikas* ist mir nichts bekannt geworden. Von den in der vorstehenden bibliographischen Uebersicht angeführten Abhandlungen ist die an letzter Stelle genannte eine Wiedergabe der von Herrn S. Knüttel in seinem letzten Berichte zusammengestellten Mittheilungen „über den angeblichen Ausbruch des Vulcans *San Martin* im mexicanischen Staate *Chiapas*".

Die erste Abhandlung enthält unter anderm eine eingehende Beschreibung des Kraters des Vulcans *Popocatepetl* in seinem gegenwärtigen Zustande.

Digitized by Google

Die grosse Arbeit von K. v. Seebach habe ich angeführt, weil sie die bedeutendste Leistung über die Vulcane Centralamerikas ist, auf welche man bei allen weiteren Forschungen wird zurückgreifen müssen.

Vulcane Japans.

Bibliographie.

1. Knott C. G. and Michie Smith C.: Notes on Bandai-San. Transact. of the Seismological Society of Japan, 1890, Bd. XIII, pag. 223—257, 3 Tafeln.
2. Michie Smith C.: The Bandai-San Eruption, Japan, July 1888.
   Report of the British Association, 1889, Transact. pag. 564.
3. Derselbe: The Volcanic Eruption at Bandai-San.
   Proceed. of the R. Society of Edinburgh 1889/90, Bd. XVII, pag. 65—71.
4. Milne J.: The Volcanoes of Japan.
   Transact. of the Seismological Society of Japan, 1886, Bd. IX, Theil II, 184 S., 10 Tafeln. Vgl. Nature 1886/87, Bd. XXXV, pag. 19—21.
5. Derselbe: Sixth Report of the Committee, consisting of Mr. R. Etheridge, Mr. Th. Gray and Prof. J. Milne, appointed for the purpose of investigating the Volcanic Phenomena of Japan: The Volcanoes of Japan.
   Report British Association, 1886, pag. 418—431, 1 Karte.
6. Milne J. and Burton W. K.: The Volcanoes of Japan. Part. I. Fujisan.
   Yokohama 1892, Plates by K. Ogawa.
7. Milne J.: The Eruption of Bandai-San.
   Report British Association 1889, pag. 301—303.
8. Derselbe: Seventh Report of the Committee, consisting Mr. R. Etheridge, Th. Gray and J. Milne, appointed for the purpose of investigating the Volcanic Phenomena of Japan: Sounding Asama Yama.
   Report British Association 1887, pag. 216—219.
9. Derselbe: Sounding a crater, Asama-Yama.
   Nature 1886/87, Bd. XXXV, pag, 133, 152, 153.
10. Naumann Edm.: Neue Beiträge zur Geologie und Geographie Japans. Petermann's Mitth. 1893. Ergänzungsheft Nr. 108, 46 S.
11. Odlum E.: How were the cone-shaped holes on Bandai-San formed?
    Transact. of the Seismological Society of Japan, 1889, Bd. XIII, Theil I, pag. 21—40, 3 Tafeln.
12. Omori F.: The eruption of Azuma-San.
    Seismological Journal of Japan, 1894, Bd. III, pag. 1—22.
13. Sekiya S. und Kikuchi Y.: The eruption of Bandai-San.
    Transact. of the Seismological Society of Japan, 1890, Bd. XIII, Theil II, pag. 139—222, 9 Tafeln. — Journal of the College of Science of the Imp. University of Japan, 1889, Bd. III, Theil II, pag. 91—172, 10 Tafeln.
14. Stockbridge H. E.: The Eruption of Bandai-San.
    Science, 1888, Bd. XII, pag. 126.

Digitized by Google

15. Wada T.: Der Ausbruch des Bandai-San im Juli 1888.
Mitth. der Deutschen Gesellschaft für Natur- und Völkerkunde Ostasiens. Tokio 1889, Bd. V, pag. 69—74, 7 Abbild. und 1 Karte 1 : 50.000. In Buchform erschienen bei Friedländer & Sohn, Berlin. Gr. 4°, 6, S., 4 lith. Tafeln und 1 color. geol. Karte in Folio.
16. J. W. J.: Fujisan.
Nature 1892/1893, Bd. LXVII, pag. 178—180.
17. The Japanese Volcanic Eruption (Bandai-San).
Nature 1888, Bd. XXXVIII, pag. 466, 467.

Vulcan Bandai-San.

Mit dem Namen *Bandai-San* bezeichnet man eine nördlich von dem *Inawashiro*-See, in 37° 36′ nördlicher Breite und 140° 6′ östlicher Länge von Gr. gelegene Gebirgsgruppe, welche aus dem *Obandai* (grosser Bandai, 1840 Meter hoch), dem bei der Eruption grösstentheils zerstörten *Kobandai* (kleiner Bandai, etwa ebenso hoch), dem *Kushigamine* (1622 Meter) und dem *Akahani-yama* besteht. Diese Gipfel umschliessen eine sumpfige, von Seen erfüllte Ebene, *Numano-taira*, 1311 Meter über dem Meere, welche wahrscheinlich den zugeschwemmten ursprünglichen Krater — Atrio — darstellt, während die genannten Berggipfel Theile des umgebenden Sommawalls sind. Fast im Mittelpunkte dieser Ebene befand sich vor dem Ausbruche eine Solfatare, welche nebst einigen, am Nordwestabhange des *Bandai* gelegenen Schwefelquellen, der einzige Zeuge der früheren vulcanischen Thätigkeit war. J. Milne (4) rechnete deswegen den *Bandai-San* zu den thätigen Vulcanen *Japans*, obwohl er bis zur Eruption dicht bewaldet war und der historischen Ueberlieferung nach sein letzter grosser Ausbruch vor mehr als 1000 Jahren stattgefunden haben soll. Die Abhänge des *Bandai* sind von zahlreichen Schluchten, „Sawa" genannt, durchfurcht, von denen die bedeutendste, *Biwasawa*, die Ebene *Numano-taira* nach Südosten hin entwässert.

Am 15. Juli 1888 vernahm man bald nach 7 h a. m. ein rollendes Geräusch, welches sich wie ferner Donner anhörte. Etwa 7 h 30 m a. m. trat ein Erbeben ein, welches über 20 Secunden dauerte, darauf folgte eine äusserst heftige Erschütterung des Bodens. Noch hatte diese nicht aufgehört, als um 7 h 45 m der Ausbruch des *Kobandai-San* erfolgte. Eine dichte Dampf- und Staubsäule schoss über 1 Kilometer hoch unter schrecklichem Geräusch in die Luft. Eine Explosion folgte der anderen, im ganzen etwa 15—20, die letzte schleuderte

Digitized by Google

das Auswurfsmaterial fast horizontal nach Norden thalabwärts. Die Hauptausbrüche dauerten über 1 Minute und waren von donnerähnlichem Krachen begleitet, welches fast 2 Stunden anhielt. Die in die Luft geschleuderten Staub- und Dampfmassen breiteten sich zu einer mächtigen Wolke aus, welche vom Winde allmählich nach Südosten getrieben wurde. Dichte Finsternis lag über der Gegend. Am Fusse des Berges fielen heisse Steine nieder, bald darauf stellte sich ein ganz warmer Regen ein und zuletzt erfolgte eine mächtige Lawine von Erd- und Steinmassen, welche mit erschreckender Geschwindigkeit am Abhange niedersauste, das *Nagase*-Thal unter sich begrub und eine Fläche von über 70 Quadratkilometer verwüstete.

Die unmittelbare Ursache der Eruption war offenbar die plötzliche Ausdehnung von Dampf, der in dem Berge aufgespeichert war. Der Charakter der Explosion war verhältnismässig einfach und bestand darin, dass ein Theil des Ringwalles des alten Kraters in die Luft geblasen wurde. S. Sekiya und Y. Kikuchi (13) bezeichnen diese Art der Aeusserung vulcanischer Thätigkeit als explosive Eruption und den grossen hufeisenförmigen Schlund, welcher sich durch dieselbe bildete, als Explosionskrater. Dieser letztere ist gegen Norden geöffnet und lässt sich sehr wohl mit dem *„Val del Bove"* des *Aetna* vergleichen. Wie es so häufig bei solchen Vulcanen zu geschehen pflegt, welche eine lange Ruheperiode gehabt haben, hatte auch beim *Bandai-San* die vulcanische Kraft ihre Angriffspunkte im Laufe der langen Zeit verlegt. Die Linie des geringsten Widerstandes lag nördlich von dem alten ursprünglichen Krater, der jetzt sogenannten *Numano-taira*-Ebene, so dass die Bergmasse gegen Norden hingeschleudert wurde. In dem neuen Krater lässt sich eine grosse, etwa nördlich 20° westlich verlaufende Spalte von dem Hintergrunde bis nach dem Ausgange hin verfolgen, auf welcher aus zahlreichen Oeffnungen ungeheure Dampfmassen unter Zischen und Schnauben ausgestossen werden. Auf dieser Spalte setzte die eruptive Kraft des Dampfes an und zerriss den *Kobandai* in Stücke.

Zu einem Erguss von Lava oder Auswurf von Bimsstein ist es bei der Explosion nicht gekommen, nicht einmal von einer Ascheneruption kann man sprechen. Die graugefärbten Erdmassen, welche das Hauptproduct der Explosion ausmachen, stammen nicht etwa aus dem Magma her, sondern sind aus dem durch die lange Thätigkeit

Digitized by Google

von Fumarolen zersetzten Material des Berges entstanden. Als die Explosion eintrat, wurde ein Theil des in die Luft geschleuderten Materials auf mechanischem Wege zu feinem Staub zerrieben und durch den gerade herrschenden Wind nach Ostsüdosten bis zum Pacific getrieben. An der Küste des Oceans, welche 100 Kilometer vom Vulcan entfernt ist, hatte diese Staubwolke eine Breite von 50 Kilometer, auf dem Lande bedeckte der Staub eine Fläche von 2050 Quadratkilometer.

Bei weitem der grösste Theil der Masse des *Kobandai* aber wurde in grössere Stücke und Blöcke zertrümmert, welche wie bei einem Bergrutsch in Form von Schuttströmen mit einer Geschwindigkeit von 77 Kilometer in der Stunde nach zwei entgegengesetzten Seiten des Berges abwärts flossen, nach Norden in das Thal des *Nagase*-Flusses, nach Südosten über die *Numano-taira*-Ebene durch die *Biwa*-Schlucht bis zum Dorfe *Miné*. Wenn diese Erdmassen auch wohl als Schlammströme bezeichnet worden sind, so ist zu bemerken, dass sie erst auf ihrem Wege thalabwärts sich mit dem Wasser der Flüsse und Seen vermischten, grösstentheils aber trocken blieben; wenn sie sich trotzdem bei ihrer Bewegung wie eine Flüssigkeit verhielten, so kommt es daher, dass die starkzersetzten Steine durch gegenseitige Reibung schnell zu Staub zermalmt wurden.

Die Explosionen waren von schrecklichen Windstössen begleitet, durch welche Häuser dem Erdboden gleich gemacht und Bäume entwurzelt wurden. Aus der Richtung, nach welcher hin die Gegenstände gefallen waren, ist geschlossen worden, dass die Windstösse radial von dem Eruptionscentrum ausgingen, demnach mit dem Vorgange der Eruption in ursächlichem Zusammenhange standen. Die schlimmsten Verwüstungen sind in der *Biwa*-Schlucht und deren Umgebung angerichtet worden. Bäume mit einem Durchmesser von mehr als 1 Meter sind zu Tausenden niedergelegt worden. Aus den Wirkungen, welche an dieser Stelle offenbar waren, ist die Geschwindigkeit des Windes zu 40 Meter in der Secunde geschätzt worden. Ohne die Existenz eines solchen Sturmwindes zu bestreiten, halten sich doch C. G. Knott und C. M. Smith (1) wegen der auffallenden Verbreitung der an den Wäldern angerichteten Verwüstungen zu der Annahme berechtigt, dass die Wälder an dem Ost- und Südabhange des *Obandai-San* nicht blos dem Angriff des Windes, sondern einer wahren Kanonade von Steinen jeglicher Grösse aus-

Digitized by Google

gesetzt waren. Aus der Art der Beschädigungen, welche den Bäumen in den höheren Bergregionen zugefügt worden sind, geht hervor, dass der durch die Explosion zertrümmerte Ostabhang des *Kobandai* hauptsächlich in horizontaler Richtung fortgeschleudert wurde.

Eine eigenthümliche Erscheinung, die jedenfalls in irgend einem Zusammenhange mit den vulcanischen Vorgängen steht, bilden die kegelförmigen Vertiefungen, welche sich in der Umgebung des Vulcans wie an den Abhängen des *Obandai* und *Akahani* bis zu einer Entfernung von mehreren Kilometern zu Tausenden vorfinden. An die Frage nach der Entstehung dieser Löcher hat sich eine Controverse angeknüpft, die zu einer eingehenden Untersuchung an Ort und Stelle und zu einer lebhaften Discussion Veranlassung gegeben hat.[1]) Der Durchmesser der Löcher schwankt zwischen 0·2 Meter und 3 Meter. Die Tiefe beträgt bis zu 1 Meter. Allgemein werden sie nach unten zu enger. Wada (15) u. A. wollen in diesen Löchern Miniaturkrater sehen, die durch Explosion von Dampf oder Gas gebildet sein sollen; J. Milne (11) stellt sie den bekannten kraterförmigen Oeffnungen gleich, welche sich bei starken Erdbeben in alluvialen Ebenen bilden, und weist die Hauptrolle bei der Entstehung derselben dem Wasser zu, welches durch die Erdbebenwelle aus dem Boden gepresst wird; Sekiya und Kikuchi (13) schliessen sich in der Hauptsache der Ansicht von E. Odlum (11) an, welcher in vielen Fällen auf dem Boden der Vertiefungen Steine fand und daraus folgerte, dass die bei der Eruption ausgeworfenen Steine bei ihrem Niederfallen die Löcher in den Boden geschlagen hätten. C. G. Knott und C. M. Smith (1) halten diese Erklärung aus dynamischen Gründen für unmöglich und weisen ihrerseits auf die Wirkungen hin, welche die Windstösse und der Hagel von Steinen und Felsblöcken auf die Bäume ausgeübt haben. Ein grosser Theil der letzteren wurde mit der Wurzel aus dem Boden gerissen, wodurch ein verschieden grosses Loch in der Erde entstand, je nachdem ein einzelner Baum oder eine Gruppe von solchen entwurzelt und fortgeschleudert wurde.

Eine secundäre, mit der Eruption verknüpfte Erscheinung besteht in der Bildung von Seen, welche dadurch entstanden,

[1]) Die Behauptung, dass derartige konische Vertiefungen noch nie nach einer vulkanischen Eruption beobachtet worden seien, ist nach dem, was oben S. 391, von Vulcano erwähnt worden ist, nicht mehr aufrecht zu halten.

Digitized by Google

dass das Wasser des *Nagase*-Flusses und seiner Nebenflüsse durch die in das Thal ergossenen Erdmassen aufgestaut wurde. Einer von den vier Seen, welche auf diese Weise sich gebildet hatten, brach am 13. April 1889 aus und richtete auf den Feldern grossen Schaden an; zwei andere haben sich seitdem zu einem grossen Wasserbecken vereinigt.

Um die Masse des fortgeschleuderten Materials annähernd bestimmen zu können, ist der neue Krater vermessen worden. Derselbe hat einen Durchmesser von über 2 Kilometer; der Kraterboden hat einen Flächeninhalt von 3·83 Quadratkilometer und liegt in einer Höhe von 1170 Meter über dem Meere. Das Volumen der fortgeschleuderten Bergmasse ist auf 1·213 Cubikkilometer, das Gewicht desselben auf 2,826.290 Millionen Kilogramm berechnet worden.

Vulcan Azuma-San.

Der Name *Azuma-San* wird auf eine Gruppe von Vulcanbergen angewandt, welche sich ihre kegelförmige Gestalt vollkommen bewahrt haben. Die topographischen Verhältnisse des *Azuma-San* ähneln in vielen Punkten denen des *Bandai-San,* Im Mittelpunkte liegt in circa 1600 Meter Meereshöhe eine Ebene von fast elliptischer Form, deren Axen 600, beziehungsweise 400 Meter lang sind und deren Flächeninhalt etwa 0·2 Quadratkilometer beträgt. Der nördliche Theil derselben heisst *Torinoko-daira*, der südliche führt denselben Namen wie der alte Kraterboden des *Bandai-San*, nämlich *Numano-taira.* Wie beim *Bandai-San* war der Boden dieser Ebene vor der Eruption bewachsen und schloss ungefähr im Centrum einen kleinen See in sich, *Azuma-yu*, dessen heisses Wasser sich in Wallung befand. Auf der Ostseite der Ebene erhebt sich der *Azuma-Fuji-San* zu 1700 Meter, ein Bach trennt ihn von dem 1670 Meter hohen und zu derselben Gruppe gehörigen Kegel *Okenuma*; die Krater beider Vulcanberge steigen von Süden nach Norden zu an. Die ganze Gruppe gipfelt in dem 1950 Meter hohen *Issaikio-San*, welcher mit dem *Daiten* und *Iwo* die Ebene im Norden umschliesst.

In dem am Südabhange des *Iwo-San* gelegenen Krater *Ōana* fand vor etwa 50 Jahren der letzte Ausbruch statt und bis zum Jahre 1868 wurde unaufhörlich mehr oder minder Dampf ausgestossen. Der *Azuma-yu* zeigte seit 1869 eine erhöhte Thätigkeit und

Digitized by Google

warf Wasserstrahlen bis zu einer Höhe von etwa 1·5 Meter auf, die Temperatur war eine ziemlich hohe. Eine Zeit vor der Eruption nahm die Thätigkeit jedoch immer mehr ab und ging bis auf ein ganz leichtes Wallen zurück.

Die erste Eruption des *Azuma-San* trat am 19. Mai 1893 um circa 11 h 30 m a. m. ein. Von den später folgenden Ausbrüchen sind diejenigen am 4. Juni, 4 h 10 m a. m., und am 7. Juni, 0 h 36 m p. m., am stärksten gewesen. Von den warnenden Anzeichen, welche einer vulcanischen Eruption vorauszugehen pflegen, sind höchstens die donnerähnlichen Geräusche als solche anzusehen, welche seit dem 10. April auf der meteorologischen Station von *Fukushima* wiederholt nachts vernommen wurden. Am Tage des ersten Ausbruches wurde ein ziemlich lauter Donner auf der Station um 11 h 30 m a. m. gehört, der 4 Minuten später an Stärke zunahm. Der Seismograph der Station zeigte für die Dauer von 3 Minuten ganz schwache Erschütterungen an. Von *Fukushima* aus sah man eine Dampfsäule etwa 2 Kilometer hoch ganz senkrecht in die Höhe steigen, deren untere Hälfte, wahrscheinlich infolge der grossen Mengen von Schlamm, Asche und Steinen, dunkel gefärbt war. Die Aschenmassen wurden hauptsächlich nach Südsüdosten getragen und verbreiteten sich, da zur Zeit der Eruption ein ganz schwacher Wind wehte, nur über eine beschränkte Fläche.

Der Schauplatz der Eruption lag am Südabhang des *Daiten-yama*. Hier hatten sich ungefähr in der Mitte desselben, in der *Tsubakuro*-Schlucht auf einer Spalte einige kleine Krater gebildet. Der im Innern des Vulcans aufgespeicherte Dampf hatte an dieser Stelle den Abhang des Berges aufgerissen und Steine, sowie Schlamm emporgeschleudert. Zu einem Schuttstrom wie im Falle des *Bandai-San* kam es nicht, die reichlich mit Dampf gemischten Erdmassen wurden senkrecht in die Höhe geworfen und fielen als Schlamm rund um den Krater herab. Die Schlammassen und Felsblöcke müssen mindestens 300—400 Meter hoch gestiegen sein, da der Gipfel des *Issaikio-San*, welcher die Ebene *Numano-taira* um 300 Meter überragt, sich mit diesem Auswurfsmaterial bedeckt fand. Rund um den Krater lag der Schlamm in einer etwa 3 Meter dicken Schicht und von dem alten Kraterboden *Numano-taira* war ungefähr die Hälfte mit der gleichen Masse bedeckt; die Aschen lagen nur an einigen Stellen in einer Dicke von nicht ganz 1 Meter auf dem

Digitized by Google

Kraterboden. Das Volumen des ausgestossenen Materials wird auf 500.000 Cubikmeter geschätzt.

Sieht man die Ausdehnung der Schütterfläche des den Ausbruch begleitenden Erdbebens als Maassstab für die Stärke der Eruption selber an, so war die des *Bandai-San* zehnmal stärker als die des *Azuma-San*. Bei der ersteren verbreitete sich die Erschütterung im Mittel bis zu 50 Kilometer vom Vulcane, die Schütterfläche umfasste 10.000 Quadratkilometer, bei derjenigen des *Azuma-San* stellen sich die entsprechenden Grössen auf 20 Kilometer, beziehungsweise 1300 Quadratkilometer. Dabei war im letzteren Falle die Fortpflanzung der Erschütterung nach den verschiedenen Punkten und die Intensität derselben an den entsprechenden Stellen eine sehr verschiedene. So wurde z. B. das Erdbeben beim ersten Ausbruch auf der Station *Fukushima*, 18 Kilometer ostnordöstlich vom *Azuma-San*, kaum bemerkt, während es in *Motomiya*, 28 Kilometer südöstlich von dem Vulcan, ziemlich heftig auftrat. Derartige Unterschiede sind jedenfalls in der geologischen Structur des betreffenden Schüttergebietes begründet. In dem vorliegenden Falle ist das Streichen der Schichten im allgemeinen parallel von Norden nach Süden gerichtet, und aus diesen Verhältnissen erklärt sich wohl am besten die Thatsache, dass die Schwingungen in der Nordsüd-Richtung weiter und stärker sich fortpflanzten als in der Querrichtung dazu. Die durch die Energie der Explosion geleistete Arbeit wird zu circa 140.000 Millionen Kilogrammeter berechnet.

Ebenso wie beim *Bandai-San* fand man auch nach der Eruption des *Azuma-San* rund um den Krater kegelförmige Vertiefungen, deren Durchmesser nur in wenigen Fällen 2—3 Meter betrug. Da auf dem Boden dieser Löcher mehrfach Felsblöcke nachgewiesen werden konnten, so hält F. Omori (12) eine andere Entstehungsart als durch die aus dem Krater geschleuderten Steine für ausgeschlossen.

Als Omori einige Tage nach der Eruption den Schauplatz derselben besuchte, konnte er ausser einigen kleineren fünf grössere Krateröffnungen unterscheiden, aus denen Dampf bis zu etwa 1 Kilometer hoch ausgestossen wurde. Die Zahl und Gestalt dieser Krater war fortwährenden Veränderungen unterworfen. Besonders thätig erwies sich der dritte Krater, dessen Oeffnung gegen Osten geneigt war und der fast ohne Unterbrechung unter Explosionen Felsstücke und Asche zusammen mit Rauch ausstiess. Jede Explosion war von

Digitized by Google

dumpfem, rollendem Geräusche begleitet, welches den Boden leicht erzittern liess. In stillen Nächten konnte man in *Fukushima* das Geräusch vernehmen und ein leises Erzittern verspüren.

Nach der ersten Eruption vom 19. Mai nahm die vulcanische Thätigkeit allmählich ab und erst am 31. Mai begannen wieder die Aschenauswürfe. Besonders heftige Explosionen hatten am 4. Juni um 4 h 10 m a. m. und 5 h p. m., sowie am 5. Juni um 6 h 3 m a. m. statt. Die Explosion vom 4. Juni war äusserst heftig und übertraf diejenige vom 19. Mai bedeutend an Stärke. In *Fukushima* hörte man um 4 h a. m. ein allmählich an Intensität zunehmendes donnerähnliches Rollen, unmittelbar darauf folgte ein ziemlich heftiges Erdbeben, welches circa 30 Secunden dauerte.

Die Explosion ging aus den alten Krateröffnungen vor sich und bestand der ganze Vorgang hauptsächlich im Ausstossen von Gesteinsstücken, nur die Gestalt der Krater und die Art der Dampfentwicklung erlitten wesentliche Veränderungen. Der oben beschriebene Krater war bedeutend grösser geworden und zeigte eine trichterförmige Höhlung, welche oben die Form einer Ellipse mit einem grösseren Durchmesser von etwa 170 Meter hatte. Auf diese eine Oeffnung beschränkte sich fast ganz allein die Thätigkeit des Kraters. Der eigenthümliche rollende Donner, welcher früher die Dampfausbrüche begleitet hatte, hörte nach der Eruption vom 4. Juni vollständig auf, wahrscheinlich weil der Kratermund sich beträchtlich erweitert hatte.

Etwa 2—3 Tage nach der neuen Explosion stiegen nur noch geringe Massen weissen Dampfes auf, und nur wenn der Vulcanschlot durch vom Kraterrand herabfallende Felsblöcke verstopft wurde, trat eine heftige Explosion ein. Einer solchen folgten in den nächsten Stunden alle 8 oder 10 Minuten schwächere Explosionen, bis endlich für die Dauer von mehreren Stunden völlige Ruhe herrschte. Dann erfolgte eine abermalige heftige Explosion, auf welche sich die Reihenfolge der Erscheinungen in gleicher Weise wiederholte.

Die Menge der ausgestossenen Asche und die von derselben bedeckte Fläche waren dieses Mal viel grösser als bei der ersten Eruption. Der *Iwo-San* war dick mit Asche bedeckt und noch in einer Entfernung von 1·5 Kilometer war die Aschenschicht noch 0·5 bis 1 Centimeter dick. Während bei der

Digitized by Google

ersten Eruption grössere Gesteinsblöcke nur bis zu 0·5 Kilometer fortgeschleudert waren, fanden sich die oben erwähnten konisch gestalteten Vertiefungen im Boden noch in einer Entfernung von 1·5 Kilometer vom Krater. Besonders zahlreich waren die Löcher auf der Ost-, Süd- und Westseite des Kraters und hatten in dem trockenen Boden ihre Form unverändert erhalten. Die Axen der Vertiefungen waren meistens mehr oder minder gegen den Krater hin geneigt, in einzelnen Fällen stieg der Winkel, welchen die Achse mit der Horizontalen bildete, bis auf 45 Grad. Aus der Entfernung des Loches vom Krater und der Neigung der von dem fallenden Stein beschriebenen Bahn ist berechnet worden, dass die grösste Erhebung, bis zu welcher Steine bei dieser neuen Explosion vertical in die Luft geschleudert wurden, etwa 1 Kilometer betragen hat.

Aller Wahrscheinlichkeit nach hat die Eruption von 5 h p. m. am 4. Juni ihren Sitz in grösserer Tiefe gehabt als die vorhergehenden. Darauf deutet zunächst der Charakter des Auswurfsmaterials, welches aus schwarzem basaltähnlichem Andesit besteht, dann aber besonders der Umstand, dass an einigen Stücken deutlich Schmelzungserscheinungen zu erkennen waren, während alles früher ausgeworfene Material genau denselben Habitus hatte wie dasjenige, welches den Krater bildete.

Dem Ausbruche vom 4. Juni steht an Heftigkeit nur noch derjenige vom 7. Juni, 1 h p. m., gleich, alle anderen, welche noch später erfolgten, am 17. Juni, 8. Juli, 19. October und 9. November, tragen zwar denselben Charakter an sich, stehen aber an Stärke den genannten erheblich nach.

Die Eruption des *Azuma-San* bezeichnet Omori (12) als eine Art intermittirender Explosionen. Vergleicht man dieselbe mit derjenigen des *Bandai-San,* so erweist sich der allgemeine Charakter beider als vollkommen gleich, ein Unterschied lässt sich nur bezüglich der nachträglich eintretenden Erscheinungen constatiren. Beim *Bandai-San* erschöpft sich die ganze Energie des Ausbruchs bei der ersten grossen Eruption, daran schliessen sich schwache Dampfexhalationen. Beim *Azuma-San* folgt auf den ersten mässigen Ausbruch eine Reihe von anderen, welche den ersten an Heftigkeit weit übertreffen, alle sind mit Auswurf von Blöcken und Aschen verknüpft, was beim *Bandai-San* nur das erste Mal zutraf. Diesen

Digitized by Google

Unterschied möchte Omori aus dem verschiedenen Härtegrade des Gesteinsmaterials und der verschiedenen Gestalt der Krater herleiten.

Vulcane der Philippinen.

Bibliographie.

1. Abella y Casariego Enrique: Monografía geológica del Volcan de Albay ó El Máyon. Transact. of the Seismol. Soc. Japan 1882, Bd. V, pag. 19 bis 41, 3 Abbild.
2. Centeno y Garcia José: Earthquakes in the Island of Luzon in 1880. Abstract of a Memoir translated by W. S. Chaplin. Transact. Seismol. Soc. Japan 1882, Bd. V, pag. 79—83, 2 Abbild.
3. Greffrath: Der Besuch des Taal- oder Bombon-Vulcans durch J. E. Tenison Woods. Petermann's Mittheil. 1888, pag. 246.
4. Saderra y Masò M.: Vulcanismo nelle isole Filippine. Boll. Mens. della Soc. Meteorol. Ital. Ser. IIa, 1893, Bd. XIII, pag. 191—192.
5. Derselbe: Il Vulcano Mayon o de Albay nelle isole Filippine. Boll. Mens. della Soc. Meteorol. Ital. Ser. IIa, 1894, Bd. XIV, pag. 60—61, 76—78.
6. Der Ausbruch des Vulcans Mayon auf Luzon. Mittheil. d. geogr. Gesellsch. Wien 1893, Bd. XXXVI, pag. 662—663.

Vulcan Mayon.

Der Vulcan *Mayon* liegt im äussersten Südosten der Insel *Luzón* in 13° 14′ nördlicher Breite und 129° 52′ 30″ östlicher Länge von *San Fernando* (123° 38′ 15″ östlicher Länge von Greenwich). Derselbe erhebt sich aus einer weiten Ebene bis zu einer Höhe von 2734 Meter. Ausser dem Hauptkrater besitzt der Vulcan an verschiedenen Stellen seines Abhanges besonders auf der südlichen und südöstlichen Seite eine Reihe von secundären Bocchen, über welchen sich parasitische Kegel erheben. Der Vulcan ist gegenwärtig der thätigste von allen des ganzen Archipels und befindet sich für gewöhnlich im strombolianischen Zustande. Aus seinem Krater steigt unaufhörlich eine auffallend regelmässig geformte Dampfsäule empor; in dunkeln Nächten kann man häufig eine lichte Stelle bemerken, welche von der glühenden im Krater stehenden Lavamasse herrührt und sich am Himmel und in den Wolken wiederspiegelt.

Der letzte Ausbruch kündigte sich am 2. und 3. October 1893 durch unterirdisches Geräusch an, welches indessen nur in der Nähe des Vulcankegels vernehmbar war. Am 4. October sah man gegen Abend auch aus einiger Entfernung vom Vulcan eine lebhafte Röthe.

Digitized by Google

die vom Krater ausging. Am nächsten Morgen stand eine mächtige Säule weisslichen Dampfes über dem Krater, die sich erst in bedeutender Höhe seitwärts ausbreitete. Um 10 Uhr morgens liessen sich einige Detonationen hören, die vom Platzen vulcanischer Bomben herrührten. Gegen 3 Uhr nachmittags wurde die Säule infolge von Beimischung reichlicher Aschenmassen dichter, während ein Lavastrom aus den alten Canälen sich bemerkbar machte. Kurz vor Mittag des 5. October hatten die Lavaströme fast die Vegetationsgrenze erreicht, welche in einer Höhe von circa 700 Meter über dem Meere liegt. Mit blossem Auge konnte man die Bomben über dem Krater platzen sehen, deren Stücke theils in den Krater, theils auf den Bergabhang fielen. Um 3 Uhr morgens des folgenden Tages war das Schauspiel überraschend grossartig. Ein von Nord und Süd heranziehendes Unwetter verhüllte alsdann für mehrere Stunden den Gipfel. Die Lava, welche ziemlich dickflüssig war, staute sich vor jedem ihrem Lauf entgegenstehenden Hindernis zu mächtigen Massen an, aus denen wieder grosse Rauchsäulen aufstiegen, so dass es den Anschein hatte, als wenn sich neue secundäre Bocchen am Abhange des Vulcans gebildet hätten.

Dieser Zustand gesteigerter Thätigkeit dauerte bis zum 7. October, wo bei Anbruch der Nacht zum ersten Male auf der südsüdöstlichen Seite des Vulcans reichlich Aschenmassen fielen, während bis dahin die Asche entweder in der Luft schwebend gehalten war oder auf den Abhang des Berges und bis zu einer Entfernung von 9—10 Kilometer gefallen war. Bald nach 11 Uhr nachts liess der rollende Donner nach, jedoch ohne dass in den übrigen Erscheinungen irgend eine Veränderung eintrat.

Am 8. October war der Himmel fast den ganzen Tag durch Wolken verdeckt, welche auch den Krater gewöhnlich verhüllten; Asche fiel reichlich und ohne Unterbrechung. Durch einen leichten Regen wurden zwar die feineren Aschentheilchen zu Boden geschlagen und die Luft dadurch etwas gereinigt, doch bald darauf begann ein neuer Aschenregen in solcher Menge, dass noch in dem 135 Kilometer entfernten *Albay* der Boden von einer ziemlich dicken Aschenschicht bedeckt ward.

Vom 9. bis zum 12. October blieb der Zustand des Vulcans im grossen und ganzen unverändert, nur hörte der Aschenfall auf und setzten die unterirdischen Geräusche bisweilen ganz aus. Am

Digitized by Google

11. October wurde um 0 h 30 m a. m. ein ziemlich heftiges und langes Erdbeben verspürt, das erste während der Eruptionsperiode; ausserdem entquoll einigen Spalten und secundären Bocchen Rauch und Lava in grosser Menge.

Mit dem 13. October setzte die Eruption in verstärktem Maasse wieder ein. Obwohl an den drei folgenden Tagen der Berg fast vollständig in Wolken gehüllt war, bemerkte man doch, dass sich etwa in der Mitte des südlichen Abhanges neue Spalten geöffnet hatten, von denen eine sich am 14. October bedeutend erweiterte und sehr thätig war. Der helle Schein, welcher von den Wolken reflectirt wurde, deutete überdies auf einen vermehrten Lavaausfluss.

In der Zeit vom 16. bis 21. ist nur ein leichtes Erdbeben bemerkenswert, welches am 18. October um 10 h 30 m p. m. gefühlt wurde.

In der Nacht vom 21. auf den 22. October konnte man den ganzen Vulcan deutlich erkennen, der Ausfluss von Lava war noch unvermindert und in regelmässigen Zwischenräumen von 8—10 Minuten trat ein verstärktes Aufleuchten ein, gleichzeitig sah man, wie die Lava über die Bocca selber mit einer sphärischen Oberfläche sich aufwölbte. Kaum war diese sichtbar geworden, so verlor sie ihre leuchtende Helle und verschwand, sobald der Abfluss der Lava an den Seiten begann. Diese Art der Lavaeruption machte sich besonders dann geltend, wenn die Lava nicht allzu stark ausgestossen wurde.

Seitdem nahm die Eruption allmählich, aber ständig an Kraft ab, so dass gegen Ende October der Vulcan wieder in seinen gewöhnlichen Zustand eingetreten war und nur noch die gewöhnliche Dampfsäule über dem Krater stand.

Während der Eruptionsperiode lagen zwei Depressionen von grosser Tiefe über dem Gebiet des Vulcans, und unmittelbar vorher waren zwei andere Luftwirbel vorübergezogen, von denen einer die Insel *Luzón* durchquerte.

Ein genauer Vergleich zwischen den Eruptionsphasen der Periode und den mikroseismischen Aufzeichnungen in *Manila* lässt keine Beziehung irgend welcher Art zwischen beiden Phänomenen erkennen. Dieser Umstand steht im Einklang mit dem fast völligen Mangel seismischer Bewegungen in dem Gebiete des Vulcans selber.

Digitized by Google

An den Magnetometern waren auffallende Bewegungen nur selten zu beobachten, die bemerkenswertesten hatten etwas vor der Eruption der Nacht vom 30. September auf den 1. October statt. Am 2. October, dem Tage der ersten eruptiven Aeusserungen, zeigten die photographischen Curven zwischen 9 h und 11 h a. m., sowie zwischen 5 h und 11 h p. m. einige unbedeutende Ausbuchtungen. Am 3. October ist nur eine kleine Veränderung in der horizontalen Componente zwischen 6 h und 7 h p. m. und eine andere wenig auffallende um 10 h p. m. zu erkennen. Seit dem Beginn der eigentlichen Eruption kamen Bewegungen der Nadeln nur noch in der Nacht vom 10. auf den 11. October und von 9—12 h Mittags am 12. October vor.

Vulcane des ostindischen Archipels.

Bibliographie.

1. Figee S. en Onnen H.: Vulkanische verschijnselen en aardbevingen in den O. I. Archipel waargenomen gedurende het jaar 1893, 1894. Natuurk. Tijdschrift voor Nederlandsch-Indië. 1895, Bd. LIV, pag. 205—207; 1896, Bd. LV, pag. 440—477, 1 Karte in 1 : 20.000.
2. Judd J. W.: The earlier Eruptions of Krakatão. Nature 1894, Bd. XL, pag. 365—366.
3. Derselbe: The Natural History of Lavas, as illustrated by the Materials ejected from Krakatoa. Report of the Brit. Assoc. for the Adv. of Science. 1887, pag. 711—712.
4. Symons G. J.: The Eruption of Krakatoa and subsequent Phenomena. Report of the Krakatoa Committee of the R. Soc. London 1888. 4°. XVI and 494 S. 42 Taf. mit Karten und Abbild. Vgl. Geolog. Magazine 1888, Bd. V, pag. 1 bis 11. Petermann's Mittheil. 1889, pag. 73 -77. Nature 1888/89, Bd. XXXIX, pag. 345—348.
5. Verbeek R. D. M.: Krakatau. Batavia 1885. 546 S. mit Album von 24 Zeichnungen und Atlas von 43 Figuren.
6. Derselbe: Sur la détermination du temps de la plus forte explosion du Krakatau le 27 août 1883. Archives Néerlandaises 1886, Bd. XX, pag. 1—14.
7. The reported Volcanic Eruption at Great Sangir. Nature 1892, Bd. XLVI, pag. 287—288.
8. The Eruption at Sangir. Nature 1892, Bd. XLVI, pag. 457—458.
9. The Volcano of Galoenggoen. Nature 1894, Bd. L, pag. 620.

Vulcan Merapi.

Der *Merapi,* in der Residentschaft *Surakarta* auf *Java* gelegen, hat sich während des ganzen Jahres 1893 ruhig verhalten, nur im

Digitized by Google

October entwickelte der Berg einige Thätigkeit, die aber nur von geringer Bedeutung war. Im September hatte auf der südwestlichen Seite an der Spitze ein Bergrutsch stattgehabt.

Am 27. Jänner 1894 wird jedoch von *Djocjokarta, Java,* gemeldet, dass der *Merapi* angefangen habe, heftig zu arbeiten, und ein Bericht der Residenten von *Djocja* vom 2. Februar 1894 bestätigt, dass die Thätigkeit des Berges in stetem Fortgange begriffen sei. Da indessen hinzugefügt wird, dass den Pflanzungen noch kein Schaden zugefügt sei, so lässt sich wohl annehmen, dass die Thätigkeit des Merapi nur eine geringe gewesen ist. Genaue Berichte stehen noch aus.

Vulcan Bromo.

In der Residentschaft *Pasuruan* ist im Laufe des Jahres 1893 dreimal Aschenregen beobachtet worden: am 12. Jänner in *Tosari Tengger* eine Viertelstunde lang; am 27. Jänner im District *Wonoredjo*; am 17. März im District *Tengger*, besonders in der Ansiedelung *Tengger*. An den Pflanzungen ist kein Schaden angerichtet worden. Was den letzten Fall betrifft, so ist festgestellt worden, dass die Asche vom Vulcan *Bromo* stammte.

Den Aschenfall vom 13. Jänner hat schon Herr S. Knüttel in seinem letzten Berichte (s. diese Mittheilungen, Bd. XIV, pag. 215) erwähnt. Derselbe musste es noch unbestimmt lassen, von welchem Vulcan die Asche herrührte. Nach einer freundlichen Mittheilung, welche ich Herrn Prof. Dr. A. Wichmann verdanke, ist die Asche auch in diesem Falle vom *Bromo* gekommen. Vermuthlich stammte auch der Aschenregen vom 27. Jänner von demselben Vulcan her, es wird wenigstens aus *Tosari* berichtet, dass in der ersten Hälfte des Jahres 1893 der *Bromo* sehr thätig gewesen sei, später habe man von ihm weder etwas gehört noch gesehen. Diese Ruhepause dauerte mindestens bis zum Februar 1894 an. Da um dieselbe Zeit, Anfang des Jahres 1893, auch der Vulcan *Semeru* thätig war, so möchte S. Knüttel (s. diese Mittheilungen, Bd. XIV, pag. 204) den Aschenregen, welcher am 27. Jänner im District *Wonoredjo*, Abtheilung *Bangil* stattfand, von diesem Vulcan herleiten.

Vulcan Semeru.

Am 11. December 1893, 9 h 16 m p. m., erfolgte im Vulcan *Semeru* unter äusserst heftigem Knall eine Explosion. Der Bericht-

Digitized by Google

erstatter G. Kaulbach in *Sumber Peting*, Residentschaft *Pasuruan*, Abtheilung *Malang*, bemerkt, dass der durch die Explosion erzeugte Luftdruck so stark gewesen sei, dass das Haus davon förmlich erschüttert und leichte lose Gegenstände, wie z. B. Figuren, von ihrem Gestell heruntergefallen seien. Es soll der stärkste Knall gewesen sein, den der Berichterstatter seit 12 Jahren von einem Vulcan gehört haben will. Die Aschenmasse, welche bei dieser Explosion ausgeworfen wurde, soll nur gering gewesen sein.

Nach den Mittheilungen desselben Berichterstatters G. Kaulbach zu urtheilen, hat die Thätigkeit des Vulcans im Laufe des Jahres 1893 allmählich an Intensität immer mehr zugenommen. Am 5. März heisst es bei Erwähnung eines Erdbebens in *Sumber Peting*, „der Berg liess sich gerade hören"; am 14. April bei gleicher Gelegenheit, „der Berg arbeitet seit dem letzten Monat anhaltend und bisweilen sogar sehr stark, aber keine Asche; oder wenigstens ganz wenig". Am 22. Mai meldet A. F. A. van Scherpenberg aus *Bumi Aju*, Residentschaft *Pasuruan*, Abtheilung *Malang*, zwei Erdbebenstösse und schliesst daran die Mittheilung, „der *Semeru* arbeitete in der letzten Zeit stark, man hörte ihn bisweilen donnern und in den letzten Tagen fiel auch etwas Aschenregen". Im Februar 1894 stiess der *Semeru* grosse Rauchwolken aus, und unser Gewährsmann Dr. J. H. F. Kohlbrugge in *Tosari* bezeichnet es als etwas Besonderes, dass man diesen Berg von *Tosari* aus sehen konnte.

Vulcan Galunggung.

Viel grossartiger als alle die vorgenannten Eruptionen ist diejenige des Vulcans *Galunggung*, welche am 18. und 19. October 1894 statthatte. Die von Amtswegen erstatteten Berichte, sowie die von Privaten eingelaufenen Mittheilungen sind von S. Figee und H. Onnen (1) gesammelt worden. Wissenschaftlich am wertvollsten ist der ausführliche Bericht des Ingenieurs R. Fennema, welcher am 18. November 1894 den Schauplatz der Eruption besuchte und in der Zeit vom 18.—25. November eine Vermessung der neu entstandenen Eruptionspunkte vornahm. In der Erklärung der Verhältnisse, wie sie im Krater des *Galunggung* vor der Eruption bestanden und durch den grossen Ausbruch von 1822 bedingt waren, stimmt Fennema in allen Hauptpunkten mit Fr. Junghuhn (Java,

Digitized by Google

seine Gestalt, Pflanzendecke und innere Bauart. Leipzig 1857) überein. Ich schliesse mich im Folgenden der Darstellung von Fennema an und füge nur an den betreffenden Stellen einige Thatsachen aus den anderen Mittheilungen ein.

Der *Galunggung* bildet mit den Gipfeln rund um den Kratersee *Telaga bodas* ein zusammenhängendes vulcanisches Gebirge, welches sich westwärts bis an das Thal des *Tji Manuk* und östlich bis zu dem Einschnitt des *Tji Tanduei* ausdehnt. Nach Norden zu ist diese Bergmasse durch die niedrigen Gipfel *Putri* mit dem Vulcan *Sedakeling* verbunden, während sie südwestlich nach einer Einsenkung, über welche der Pass *Pareuntas* führt, in den Vulcan *Kratjak* übergeht.

Derjenige Theil dieses Gebirgsmassivs, welchen man mit dem Namen *Galunggung* im engeren Sinne belegen kann und wo der Ausbruch vom 18. und 19. October statthatte, besteht aus einem hufeisenförmig gekrümmten Wall, dessen höchster Punkt 2160 Meter über dem Meere erreicht und etwas nördlich von der Stelle der stärksten Krümmung gelegen ist. Nach den beiden Enden zu senkt sich der Wall bis zu etwa 1600 Meter. Auffallend ist der Unterschied in der Abdachung der beiden einander gegenüberliegenden Seiten dieses Ringwalls; nach der Aussenseite geht der *Galunggung* in eine allmählich immer sanfter werdende Böschung über, auf der Innenseite dagegen stürzt der Wall unter einer Neigung von 50—55° gegen 500—800 Meter tief ab. Von der ziemlich ebenen Fläche aus gesehen, welche in 1100—1200 Meter Seehöhe sich an den Fuss des Absturzes anschliesst, hat man den Eindruck, eine fast senkrechte Wand vor sich zu haben. An den Eckpunkten des Hufeisens geht die steile Binnenseite in zwei ähnlich gestaltete Wände über, welche radial gegen den Mittelpunkt des Hufeisens gerichtet sind und sich allmählich verflachen. Zwischen diesen beiden radial auseinander gehenden Steilwänden liegt ein trogförmiges Thal, dessen Breite, in der Thalsohle gemessen, ungefähr 1600 Meter beträgt und das südostwärts sich zur Ebene von *Tasikmalaja* öffnet.

Die von den hufeisenförmig gekrümmten Wänden auf drei Seiten eingeschlossene Fläche bildet den Schauplatz, auf welchem sich die beiden bisher allein bekannten Eruptionen von 1822 und 1894 vollzogen haben. Die Bezeichnung dieser Oertlichkeit als eines Kraters im gewöhnlichen Sinne ist nicht ganz zutreffend, es fehlen

Digitized by Google

ihr dazu diejenigen Formen, welche wir mit einem solchen als unzertrennlich zu verbinden gewohnt sind. Junghuhn nennt sie deshalb auch nicht unpassend eine „Kraterkluft" und vergleicht die südostwärts sich an dieselbe anschliessende Erweiterung mit dem *Val del Bove* des *Aetna*. Diese ganze eigenthümliche Bildung, die sich in gleicher Weise nur noch beim Vulcan *Tengger* wiederfindet, müssen wir uns durch eine gewaltige Katastrophe entstanden denken, bei welcher der höchste Theil des früher wahrscheinlich über 2700 Meter hohen Vulcans in die Luft geblasen wurde und der südöstliche Abhang von oben bis unten einstürzte. Bei dieser grossartigen Eruption entstanden unzweifelhaft jene zahlreichen glockenförmigen Hügel (Junghuhn schätzt ihre Zahl auf über 10.000), die man in der Ebene von *Tasikmalaja* gerade vor der Mündung des obengenannten trogförmigen Thales bis an den Fuss des Vulcans *Sawal* und an den *Tji Tandui* über eine Fläche von 175 Quadratkilometer antrifft. Sie bestehen alle ohne Ausnahme aus vulcanischen Auswürflingen, besonders aus theilweise verwitterten Lavastücken.

Dort, wo die „Kraterkluft" des *Galunggung* nach Südosten zu in das Thal des *Tji Kunir* übergeht, liegt quer vor dem Ausgang derselben ein mächtiger Felsendamm, der *Warirang*, welcher mit seinen Enden auf beiden Seiten bis fast an die Eckpunkte des hufeisenförmigen Kraters heranreicht. Junghuhn bezeichnet diesen Querdamm als einen Eruptionskegel, aus dem zur Zeit seines Besuches im Jahre 1837 durch zahllose Spalten Dämpfe hervorzischten. Vor 1822 war der *Warirang* bedeutend höher als gegenwärtig, denn die steilen Binnenwände des Kraters waren damals von der Ebene von *Tasikmalaja* aus nicht sichtbar, wie es heutzutage der Fall ist. Durch den Querdamm des *Warirang* war früher die dahinter liegende Fläche fast ganz abgeschlossen, so dass das Wasser, welches sich im Laufe der Zeit auf dem Kraterboden ansammelte, zu einem See aufgestaut wurde, dessen Oberfläche Fennema zu 120 Hektar ansetzt und dessen Tiefe mindestens 80 Meter betragen haben soll.

Als nun im Juli 1822 der *Warirang* von neuem in Thätigkeit trat, erweiterte sich sein Krater und wurde der Damm stellenweise tief eingeschnitten. Durch die so entstandenen Lücken strömte das Seewasser ab und ergoss sich, mit Eruptionsproducten vermischt, als ungeheurer Schlammstrom thalabwärts, um die Ebene von *Tasikmalaja* weit und breit zu überfluthen. So erklärt sich Fennema

Digitized by Google

in Uebereinstimmung mit Junghuhn den Umstand, dass eine verhältnismässig schwache Eruption so schreckliche Verheerungen im Gefolge haben konnte.

Von 1822—1894 ist keine Eruption des *Galunggung* bekannt geworden. Die am Abhang des *Warirang* befindlichen Fumarolen und heissen Quellen waren die einzigen Beweise dafür, dass die vulcanischen Kräfte nicht ganz erloschen waren. Im Jahre 1892 besuchte Fennema den Krater und konnte sich davon überzeugen, dass die Fumarolen in der letzten Zeit an Intensität entschieden nachgelassen hatten. In der Mitte des Jahres 1894 wollten einige Anwohner des *Galunggung* zwar bemerkt haben, dass der Vulcan sich nicht mehr ganz ruhig verhalte und sich von Zeit zu Zeit ein Geräusch hören lasse, doch war an den Fumarolen und warmen Quellen keine Veränderung zu bemerken.

Als Vorläufer der Eruption liessen sich in der Nacht vom 8. auf den 9. October dumpfe Schläge vernehmen, welche um 12 h 30 m a. m. und wieder um 3 h a. m. in *Tasikmalaja* bemerkt wurden. Um 4 h a. m. fühlte man in *Tasikmalaja* einen Erdbebenstoss.

In der Nacht vom 17. auf den 18. October vernahm man auf der Ostseite des Vulcans in den höher gelegenen Dörfern, besonders in dem zum District *Indihiang* gehörigen Dorfe *Sukaratu*, dumpfe Schläge und bemerkte um Mitternacht in der Richtung vom Krater an drei Stellen Feuer- und Lichterscheinungen. Die Bewohner dieses über *Indihiang* gelegenen Dorfes behaupten ferner, im Laufe der Nacht nicht weniger als 35 Erdbebenstösse verspürt zu haben, denen am folgenden Tage noch 28 andere gefolgt seien. Auffallend ist nun allerdings, dass in derselben Nacht zu *Tasikmalaja* nichts von diesen Erderschütterungen bemerkt worden ist. Fennema bezweifelt deswegen ebenso wie der officielle Berichterstatter H. de Kok die Richtigkeit der Angaben oder hält sie wenigstens für übertrieben. Indessen ist es nach dem, was wir in ähnlichen Fällen von anderen Vulcanen wissen, nicht ausgeschlossen, dass es sich hiebei um die Wirkung von Lufterschütterungen handelt, welche durch die Explosionen veranlasst waren.

Auch in einigen Dörfern des südlich vom *Galunggung* gelegenen Districts *Singaparna* wurde die Bevölkerung durch die gleichen Erscheinungen in Schrecken gesetzt, und zwar ebenfalls in der Nacht vom 17. auf den 18. October, so dass am 18. October mittags die

Digitized by Google

ersten Flüchtlinge in den Districtshauptstädten zu *Indihiang* und *Singaparna* mit der Nachricht vom Ausbruch des Vulcans eintrafen. Die höchsten Theile des *Galunggung* waren nämlich wie gewöhnlich durch Wolken verhüllt, so dass man erst am 18. October gegen 1 h nachmittags von *Tasikmalaja* aus auf eine kurze Zeit in der Richtung des Kraters Lichterscheinungen wahrnehmen konnte.

Der Ausbruch wurde durch Explosionen eingeleitet, durch welche gewaltige Dampfwolken, vermischt mit Sand und Asche, in die Höhe geschleudert wurden. Grössere Gesteinsblöcke scheinen nur in geringerer Menge ausgeworfen zu sein. Das Ausstossen des Dampfes war von starken elektrischen Entladungen begleitet. Zu einem Lavaerguss ist es nicht gekommen. Infolge der Regengüsse, welche bald nach den Eruptionen sich einstellten, schwollen die Flüsse hoch an und führten viel Sand und Asche mit sich. Den grössten Schaden erlitten die Districte *Singaparna* und *Tasikmalaja*, wo sich am 27. und 28. October die Flüsse in wahre Schlammströme verwandelten. In dem erstgenannten District war der östliche Abhang des *Galunggung* und der Westabhang des *Kratjak* mit einer i. M. 50 Centimeter, an einigen Stellen sogar 1 Meter dicken Aschenschicht bedeckt, im District *Tasikmalaja* lag die Asche in der Umgebung des Kraters 1—2 Meter hoch.

Die zeitliche Aufeinanderfolge und örtliche Verbreitung der Erscheinungen ist aus der auf pag. 436 und 437 folgenden tabellarischen Zusammenstellung ersichtlich.

Fangen wir unsere Betrachtung der verschiedenen Erscheinungen im Südosten des Vulcans an.

In der Ebene von *Tasikmalaja* hat man von den oben angeführten Ereignissen der Nacht des 17. auf den 18. October und des folgenden Tages selbst nichts bemerkt, nur durch die Anschwellung der Flüsse, welche grosse Mengen Sand und Asche mit sich führten, wurde man auf die kommenden Ereignisse aufmerksam gemacht. Erst am Abend des 18. October und in der darauffolgenden Nacht waren dumpfe schwere Schläge in grosser Zahl hörbar, der Donner war ein fast ununterbrochener, die verschiedenfarbigen Lichterscheinungen, welche von den elektrischen Entladungen herrührten, erreichten von 2—3 Uhr nachts ihre grösste Stärke. In *Tasikmalaja* selber herrschte am 19. und 20. October eine Dunkelheit wie an einem sehr regnerischen Tage, aber erst im Laufe des 19. October stellte

Digitized by Google

Ort der Beobachtung	Richtung vom Vulcan	Tag der Beobachtung	Detonation
Sukaratu . . . . . Distr Indihiang.	O.	17./18. Oct.	Nachts
Distr. Singaparna .	S.	17./18. „	Nachts
		18. „	11 h a. m.
Distr. Tasikmalaja .	SO.	18. „	Abends
		18./19. „	2—3 h nachts
		19. „	—
		20. „	—
Mangunredja, Abt. Sukapurakolot. . . .	—	18. „	Abends
		19. „	—
Distr. Singaparna, Abt. Tasikmalaja, N. und W. des Galunggung		—	—
Tjikorai	SW.	18. „	—
		18./19. „	Nachts
		19. „	5 h a. m.
Tjempacca Warna am Papandajan . .	WSW.	18. „	—
		18./19. „	—
		19. „	3 h 10 m p. m.
			Den ganzen Tag über
Garut	W.	18. „	—
		18./19. „	12—3 h nachts
		19. „	8 h a. m. und mittags
Abt. Tjitjalengka .	NW.	18. „	—
Abt. Bandung . . .	NW.	18. „	—
		19. „	—
Argasarie	WNW.	18. „	—
		18./19. „	Nachts
		19. „	3 h p. m.
Java's 1. Punkt . .	WNW.	19. „	—

Digitized by Google

Verfinsterung	Anfang des Aschenregens	Ende des Aschenregens	Dicke der gefallenen Aschenschicht
—	—	—	—
—	—	—	—
—	—	—	—
—	—	—	—
Den ganzen Tag	Im Laufe des Tages bis in die Nacht		
„	—	19./20. nachts	—
—	—	—	—
3 h p. m. vollständig	11 h a. m.	Mitternacht des 18./19.	0·5—1 Meter
—	—	—	1—2 Meter
—	10 h a. m.	—	—
—	—	—	—
—	—	Morgens	—
Mittags bis 4 h p. m.	1 h 30 m p. m.	4 h p. m.	± 0·5 Millimeter
Bis 10 h a. m.	Nachts	—	—
11 h 15 m a. m.—1 h p. m.	—	9 h a. m.	5 Millimeter
3 h 15 m p. m.—6 h p. m.	3 h 10 m p. m.	—	—
9 h a. m.—3 h p. m.	9 h 30 m a. m.; 12 h mittags	11 h a. m.; 4 h p. m.	3·6 Kilogramm auf den Quadratmeter
—	Nachts	—	—
Bis mittags 12 h	—	5 h p. m.	11 Kilogramm auf den Quadratmeter
—	1—2 h p. m.	—	8—12 Centimeter
3 h—4 h p. m.	2 h 30 m p. m.	Abends	—
—	Morgens	Abends	5—6 Millimeter
11 h 30 m a. m. bis 5 h 30 m p. m.	1 h p. m.	—	1·4 Kilogramm auf den Quadratmeter
—	—	—	—
6 h a. m. bis 1 h 30 m p. m.	—	Im Laufe der Nacht	3 Kilogramm auf den Quadratmeter
—	3 h p. m.	—	—

Digitized by Google

sich ein leichter Aschenregen ein; derselbe dauerte bis in die Nacht hinein und wurde auch im südlichen Theil der Abtheilung *Galuh* und im nördlichen der Abtheilung *Sukapura* bis nach *Bandjar* hin verspürt. Vom 20. October ab hat sich nichts mehr von Bedeutung zugetragen

Genau denselben Verlauf wie hier in *Tasikmalaja* nahmen die Ereignisse in *Mangunredja,* Abtheilung *Sukapurakolot:* am 18. October abends Detonationen in der Richtung vom *Galunggung*, der am 19. October morgens verhüllt war; um 11 Uhr Anfang des Aschenregens, um 3 Uhr nachmittags vollständige Verfinsterung. Der Aschenregen hielt bis Mitternacht an. Dasselbe gilt für diejenigen Gebiete des Districts *Singaparna*, Abtheilung *Tasikmalaja*, welche im Norden und Westen des Kraters gelegen sind.

In den südwestlich vom Krater gelegenen gebirgigen Gegenden traten alle Erscheinungen schon früher auf. Das gilt besonders für das Gebiet des Vulcans *Tjikorai* und *Papandajan.*

In *Tjikorai* begann der Aschenregen schon um etwa 10 Uhr morgens des 18. October. Anfangs nur schwach, nahm derselbe in der Nacht vom 18. auf den 19. October so sehr zu, dass man am 19. October morgens in den Häusern die Lampen anzünden musste. Gleichzeitig vernahm man in der Nacht vom 18. auf den 19. October und am Morgen des 19. October ein Rollen wie von fernem Donner. Gegen 5 Uhr morgens am 19. October war dieser rollende Donner sehr stark. Die Aschenwolke kam aus dem Norden herangezogen.

In *Tjempacca Warna,* am Südabhange des *Papandajan* in 1270 Meter Meereshöhe gelegen, bezog sich der Himmel am 18. October gegen Mittag, die Spitze des Vulcans hüllte sich in eine Nebelwolke, die aus Osten von der Seite des *Tjikorai* her getrieben ward. Bis gegen 1 h hatte sich diese Wolke bis zur Höhe von *Tjempacca Warna* gesenkt. Eine Viertelstunde später zog von Osten her eine zweite sehr dunkle Wolke heran und von $1^1/_2$—4 h fiel ein schwerer Aschenregen, der um 3 h am dichtesten war. Nachdem für den Rest des Tages der Aschenfall ausgesetzt hatte, begann er in der Nacht vom 18./19. von neuem, um bis 9 h morgens zu dauern. Gegen 10 h wurde es zwar etwas heller, doch von 11 h 15 m bis gegen 1 h nachmittags herrschte wieder die reinste egyptische Finsternis. Um 3 h 10 m kam nach einer voraufgegangenen dumpfen Detonation abermals eine schwere Aschenwolke aus Osten heran-

Digitized by Google

gezogen, so dass um 3 h 15 m nachmittags vollständige Nacht herrschte und ein dichter Aschenregen niederging. Den ganzen Tag hindurch hörte man von Zeit zu Zeit ein sehr entferntes schwaches Knallen, wie wenn 2—3 Kanonen kurz nacheinander abgefeuert würden.

In dem gerade westlich vom *Galunggung* gelegenen *Garut* wurde vor dem Morgen des 18. October nichts bemerkt, was auf eine vulcanische Eruption deuten konnte. Man hörte keine Detonationen, sah keine Lichterscheinungen, und da die Spitze des Vulcans durch Wolken verhüllt war, konnte man auch die aufsteigenden Rauchsäulen nicht wahrnehmen. Erst um 9 h wurde man im Osten dunkle Wolken gewahr und eine halbe Stunde später setzte schon der Aschenregen ein, der aber nur bis 11 h andauerte. Gegen Mittag fiel von neuem Asche und nun trat auch eine solche Verfinsterung ein, dass es um 2 h so dunkel war wie in der finstersten Nacht. Nachdem es um 3 h sich schon wieder aufgehellt hatte, hörte um 4 h der Aschenregen auf. Den Abend blieb alles ruhig, aber in der Nacht vom 18./19. liessen sich besonders zwischen 12 und 3 h bisweilen schwere Donnerschläge vernehmen. Gleichzeitig erneuerte sich der Aschenregen, und zwar in einer solchen Stärke, dass das Niederfallen der Asche deutlich hörbar war. Wenn sich auch im Laufe des 19. der Aschenregen etwas verminderte, so blieb es doch bis mittags 12 h dunkel und erst gegen 5 h hatte der Aschenregen ein Ende. Dabei war fortwährend Donnern und Rollen vernehmbar, und zwar um 8 h morgens des 19. October und später um Mittag anhaltend und stark.

In dem nördlichen und westlichen Theil der Abtheilung *Tjitjalengka* fiel die Asche erst zwischen 1 und 2 h nachmittags des 18. October, im südlichen Abschnitt derselben Abtheilung zeigte der Verlauf der Erscheinungen keinen Unterschied von demjenigen in *Garut*.

Noch etwas später, nämlich erst um $2^1/_2$ h nachmittags des 18. October, begann der Aschenregen im südlichen *Bandung*, und zwar gleich in solcher Stärke, dass schon von 3—4 h Finsternis herrschte. Abends hörte der Aschenregen auf und setzte erst am nächsten Morgen wieder ein und dauerte am 19. den ganzen Tag. In dem Orte *Bandung* selber ging der 18. October ohne auffallende Erscheinungen vorüber, am 19. morgens nahm die Luft eine aschgraue Farbe an und fiel so wenig Asche, dass sie kaum bemerkt

Digitized by Google

wurde. Wenn die Menge der niederfallenden Asche in der darauffolgenden Nacht auch etwas zunahm, so blieb sie doch ohne Bedeutung.

Sehr genaue Aufzeichnungen über alle Erscheinungen sind in *Argasarie* am Nordabhange des *Malabar* gemacht worden. Der Platz liegt WNW. vom *Galunggung* und fast in gleicher Entfernung vom Vulcan wie das weiter nördlich gelegene *Bandung*.

Um 11½ h wurde am 18. October die erste dunkle Wolke in NO. zu O. bemerkt, eine Stunde später sah die Luft bereits gelb aus. Bald nach 1 h nachmittags fiel schon die erste Asche und wurde es dunkel und immer dunkler. Um 2 h 15 m nachmittags hatte die Verfinsterung ihren höchsten Grad erreicht und dauerte bis 3 h 52 m p. m. Gegen 5½ h war es wieder hell geworden. Rollender Donner wurde erst in der Nacht vom 18./19. vernommen. Nach 6 h morgens wurde es immer dunkler anstatt heller, so dass man um 10 h bei Lampenlicht arbeiten musste. Im Norden und NO. hatte die Luft ihr normales Aussehen, im Süden und SO., d. h. in der Richtung nach dem Vulcan, war sie dunkel. Asche fiel unaufhörlich, wenn auch nicht in grosser Menge. Von 12—1 h nahmen der Aschenregen und die Verfinsterung gleichmässig zu. Von 1½ h nachmittags an hellte es sich auf, wenn auch bis 4 h noch immer Asche fiel. Um 3 h liess sich Donner hören. Im Laufe der Nacht hat dann der Aschenregen aufgehört.

Von einigen Stellen wird Aschenregen am 18. und 19. October, von anderen nur am 19. gemeldet. Der äusserste Platz im Westen des Vulcans, an dem Aschenregen beobachtet worden ist, ist *Java's 1. Punkt,* wo am 19. October 3 h p. m. ein leichter Aschenregen bei steifem SO. fiel.

Es haben also mindestens, so meint Fennema(1), drei Eruptionen stattgehabt; von diesen ist diejenige, welche am frühen Morgen des 19. October erfolgte, die bedeutendste gewesen. Betrachtet man die obenstehende Tabelle, so glaube ich, lassen sich die Zeitpunkte der einzelnen Explosionen noch etwas genauer bestimmen.

Die ersten Detonationen waren schon in der Nacht vom 17./18. October zu hören, die Verbreitung des Schalles ist aber nur eine geringe gewesen. Wir müssen daher annehmen, dass die ersten Explosionen, welche die Ausbruchsperiode einleiteten, nicht sehr

Digitized by Google

intensiv gewesen sind. Darauf deutet auch der Umstand, dass in den im Osten, Süden und SO. gelegenen Gebieten weder eine Verfinsterung, noch ein Aschenregen eingetreten ist, während dieses nach allen späteren Explosionen in erheblichem Maasse der Fall gewesen ist trotz dem zur Zeit herrschenden Südostpassat, welcher der Verbreitung der feinen Aschentheilchen in südöstlicher Richtung entgegenwirkt.

Die Ausbreitung der durch die ersten Explosionen emporgeschleuderten Eruptionsstoffe über den westlichen Theil *Java*'s lässt sich an der Hand der obenstehenden Tabelle leicht verfolgen. Das Eintreten der ersten Verfinsterung und des ersten Aschenregens am Morgen des 18. October kann nur von den Eruptionen der Nacht des 17./18. October herrühren. In *Garut* beginnt die Verfinsterung um 9 h a. m., die erste Asche fällt eine halbe Stunde später um 9 h 30 m a. m. In *Tjikorai* ist die Aschenwolke um 10 h a. m., in *Argasarie* 1 h p. m., in *Tjempacca Warna* 1 h 30 m p. m., in der Abtheilung *Tjitjalengka* wird sie zwischen 1 h und 2 h p. m. bemerkt und im südlichen Theil der Abtheilung *Bandung* um 2 h 30 m p. m.

Die zweite Aschenwolke trifft an mehreren Punkten in der Nacht vom 18./19. October oder gegen den nächsten Morgen ein, so dass beide Erscheinungen, die vorhergehende Verfinsterung und der nachfolgende Aschenregen, sich fast ohne Unterbrechung bis in den Morgen des 19. October hinein erstrecken. Die Explosionen, welche nach Fennema am 18. October 11 h a. m. in *Singaparna* gehört wurden, können nicht das Material zu dem zweiten Aschenregen geliefert haben, da sonst die Aschenwolke noch am Abend des 18. hätte bemerkt werden müssen. Wenn überhaupt die Meldung aus *Singaparna* auf Thatsächlichkeit beruht (in dem officiellen, von H. de Kock erstatteten Berichte wird diese Eruption nicht erwähnt), so muss die Explosion noch schwächer als die zuerst genannten gewesen sein. Wohl aber wird nun aus fast allen Beobachtungsstationen von dumpfen Schlägen und rollendem Donner berichtet, der am Abend und besonders stark in der Nacht vom 18./19. vernommen worden sei. Die Intensität dieser Explosionen kann man daraus abnehmen, dass die Detonationen von *Tasikmalaja* im Osten bis *Argasarie* im Westen gehört wurden. Aus *Tasikmalaja* wird als Zeitpunkt der stärksten Detonationen 2—3 h nachts, aus *Garut* 12—3 h nachts übereinstimmend angegeben.

Digitized by Google

Infolge dieser Explosionen verbreitet sich nun die Asche auch nach SO. gegen den Südostpassat: in *Tasikmalaja* herrscht am 19. October den ganzen Tag über Finsternis, der Aschenfall beginnt im Laufe des Tages und dauert bis in die Nacht hinein. Als Beweis dafür, dass die Eruptionen vom frühen Morgen des 19. October die stärksten der ganzen Eruptionsperiode waren, führt Fennema die Menge der gefallenen Asche und die Grösse der Fläche an, welche vom Aschenfall betroffen wurde. Beide sind am 19. grösser als am vorhergehenden Tage. Die Aschenmenge ist für *Garut* berechnet worden zu 3·6 Kilogramm auf den Quadratmeter am 18. und zu 11 Kilogramm am 19. October, für *Argasarie* sind die entsprechenden Zahlenwerte 1·4 Kilogramm, bezw. fast 3 Kilogramm. Am 18. hat sich der Aschenregen nicht viel über *Tjibeber* hinaus, etwas südlich von *Tjiandjur*, erstreckt, am 19. ist auf *Java*'s *1. Punkt*, der Südwestspitze der Insel, noch so viel Asche gefallen, dass man sie sammeln konnte.

Zeichnet sich die zweite Phase der Eruptionsperiode durch die Intensität der Explosionen aus, so übertrifft die dritte und letzte Phase die beiden anderen durch ihre lange Dauer. Sie hat fast den ganzen 19. October angehalten. Im grossen und ganzen waren die Explosionen nur schwach, doch ragten einzelne durch ihre Heftigkeit hervor. Die Explosion von 5 h a. m. wurde in *Tjikorai* durch sehr starkes Rollen deutlich von anderen unterschieden. In *Garut* vernahm man am 19. wieder fortwährend Rollen und Donnern, besonders anhaltend und kräftig aber um 8 h a. m. und später gegen Mittag. In *Tjempacca Warna* ist der dumpfe Knall gegen 3 h p. m. aufgefallen, weil bald darauf um 3 h 10 m p. m. eine schwere Aschenwolke heraufgezogen kam. Um dieselbe Zeit ist in *Argasarie* ein Rollen vernommen worden.

Mit den Explosionen des 19. October hatte die Eruption aber noch nicht ihr Ende erreicht, noch war der *Galunggung* nicht wieder in seinen früheren Zustand zurückgekehrt. Aus den Berichten des Herrn Stortenbeker, welcher am 27. October als Erster den Krater besuchte, und des Herrn H. de Kock, welcher am 7. November folgte, sowie aus anderen Nachrichten geht hervor, dass bis zum 10. November sich der Krater in einem sehr unruhigen Zustand befand.

Nach den Mittheilungen des erstgenannten Herrn hatten sich drei neue Bocchen gebildet. Die eine, in der Mitte und am Fuss

Digitized by Google

des *Warirang* gelegen, stellte einen grossen Trichter dar, der bis zur Hälfte mit aufwallendem Wasser gefüllt war. Zwei andere Oeffnungen, die eine nördlich, die andere südlich von der ersten, waren am thätigsten und entwickelten schweren Schwefeldampf. In diesen beiden Krateröffnungen haben wahrscheinlich die Explosionen stattgefunden, durch welche die Dampf- und Rauchsäulen ausgestossen wurden. Bald nachdem Herr Stortenbeker den Rückweg angetreten hatte, vernahm er einen dumpfen Schlag aus dem Krater, dem ein heftiges Dröhnen und Rollen folgte.

Herrn de Kock fielen bei seinem Besuch des Kraters vor allem die zahllosen Fumarolen auf, welche mit Gewalt Dampf ausstiessen. Dicht gedrängt fanden sich dieselben in der Nähe der Kraterseen vor, doch auch über die ganze Umgebung waren sie verbreitet; an einigen Stellen war der Boden warm. In der Entwässerung des Kraterbodens sollte nach Aussage der Eingeborenen eine Veränderung insofern eingetreten sein, als dieselbe nicht mehr durch zwei Bäche stattfinde wie vor dem Ausbruche, sondern nur noch durch einen Wasserlauf, welcher in den Kratersee sich ergiesse.

In der Nacht vom 8./9. November wurde eine halbe Stunde nach Mitternacht und noch einmal um 3 h a. m. ein dumpfer Schlag im Gebirge gehört. Darauf erfolgte eine Stunde später um 4 h a. m. ein Erdbebenstoss, der auch in *Tasikmalaja* verspürt worden ist. In der darauffolgenden Nacht vom 9./10. November hörte man in der Nähe des Kraters des *Galunggung* ein Geräusch und bemerkte auch elektrische Entladungen, wenn auch nur in geringem Maasse. In den nahegelegenen Dörfern machte sich an den folgenden Tagen ein Erzittern des Bodens bemerkbar.

Bei der Aufnahme der neuen Eruptionsstellen, welche R. Fennema(1) vom 18.—25. November ausführte, stellte sich heraus, dass die Ausbrüche aus vier Bocchen vor sich gegangen waren. Die grösste sieht Fennema als die Hauptöffnung an und nennt sie deswegen den centralen Krater. Die drei anderen haben eine secundäre Bedeutung und entstanden dadurch, dass die Dämpfe auf radialen Spalten einen Ausweg fanden.

Der centrale Krater, auf der Innenseite des *Warirang* gelegen, ist ohne Zweifel identisch mit dem alten *Warirang*-Krater und besteht aus einer trichterförmigen Vertiefung, deren Ränder unter einem Winkel von 30—55° abstürzen. In der Tiefe liegt ein kleiner

Digitized by Google

See von 200 Meter Durchmesser am Spiegel. Die Oberfläche des Sees liegt in 1155 Meter Meereshöhe, die Höhe des Randes schwankt zwischen 1180 und 1235 Meter und hat einen Durchmesser von 400 Meter. Die Unebenheiten des alten Kraterbodens des *Galunggung* sind am Fusse der Steilwand ringsherum noch deutlich wiederzuerkennen, so dass man die Mächtigkeit der aus dem Krater gestossenen Stoffe direct messen kann; dieselbe beträgt im Mittel 25 Meter. Rings um den Rand des Kratersees stieg Wasserdampf empor.

Das Seewasser befand sich fortwährend in heftiger wirbelnder Bewegung. Die Tiefe des Sees konnte nicht gemessen werden, nur an einigen Stellen fand man in der Nähe des steilen Ufers schon eine Tiefe von 20 Meter. Die Temperatur der Luft betrug 24·5° C., das Wasser eines kleinen Baches, welcher sich in den See ergoss, hatte 30° C., gerade vor der Mündung in den See 37° und in 10 Meter Entfernung davor bestimmte man die Temperatur zu 45° C.

Von den kleineren Bocchen bestehen zwei aus flachen Trichtern, deren Boden mit untiefem Wasser bedeckt ist. Die eine liegt 200 Meter im Westen, die andere 350 Meter im SW. vom Mittelpunkt des centralen Kraters, die Durchmesser sind, in der Höhe des Randes gemessen, 100, beziehungsweise 150 Meter lang, der Rand selber erhebt sich höchstens 30 Meter über dem Boden. Die dritte Bocca findet sich 400 Meter südlich vom centralen Krater und besteht aus einer trockenen Vertiefung mit sehr steilen Rändern und kaum 40 Meter Durchmesser. Die Tiefe beträgt 22 Meter, die Dicke des ausgeworfenen Materials, welches rund um den Rand aufgehäuft war, konnte zu 17·5 Meter bestimmt werden. Nach den Aussagen der Eingeborenen soll aus diesem kleinsten Krater die Eruption vom 18. October begonnen haben.

Die Dampfentwicklung war in der Umgebung dieser drei kleinen Bocchen gegen früher schon sehr zurückgegangen. Das Gleiche war am 20. December mit dem centralen Krater der Fall, so dass am hellen Tage hier noch kaum Dampf bemerkbar war. Der Spiegel des Sees hatte sich gegen früher etwas gesenkt.

Das Eruptionsmaterial besteht in der unmittelbaren Umgebung des Kratersees aus Sand und Steinen, letztere erreichen eine Grösse von über $^1/_4$ Cubikmeter. In grösserem Abstand findet man nur Sand und stets feiner werdende Asche. Die grösseren Steine zeigen auf der Bruchfläche Glasstructur und sind fein porös; aus ihrer Gestalt

Digitized by Google

lässt sich der sichere Schluss ziehen, dass sie sich nicht mehr in einem plastischen Zustand befanden, als sie ausgestossen wurden. Petrographisch ist das Gestein identisch mit demjenigen, welches den *Galunggung* zusammensetzt: es ist ein Pyroxenandesit, der durch mehr oder minder grossen Gehalt an Olivin sich den Basalten nähert.

Gleich im Anfang der Eruption wurde von Feuererscheinungen berichtet, die über dem Krater gesehen wären. Nach dem, was soeben über die Beschaffenheit des Eruptionsmaterials gesagt worden ist, ist es sehr wenig wahrscheinlich, dass die magmatische Lava bei dem Ausbruch betheiligt war. Es wird also wohl bezüglich der Feuererscheinungen eine Verwechslung mit den durch elektrische Entladungen hervorgerufenen Lichterscheinungen vorliegen.

Der Charakter der Eruption des *Galunggung* gleicht in mancher Hinsicht demjenigen, welchen wir vom *Bandai-San* und *Azuma-San* her in *Japan* kennen, und besteht darin, dass das seit langen Zeiten im Vulcanschlot stehende Gesteinsmaterial mechanisch in die Luft geblasen und durch die Kraft der Explosion zertrümmert wurde. Vulcanische Bomben, die etwa aus dem Magma stammten, sind bei diesem Vorgang nicht an die Oberfläche gelangt. Das lässt darauf schliessen, dass die Lavasäule in den Vulcanschlot nicht eingetreten ist. Dabei ist nicht ausgeschlossen, dass bei den späteren Explosionen der aus dem Magma sich entwickelnde Wasserdampf kleine Theile des Magmas mit fortriss und zu Asche zerstäubte.

Von einem Einsturz nach den Explosionen ist bei diesem Ausbruch nichts bemerkt worden, die neuentstandenen Oeffnungen sind im wahren Sinne des Wortes herausgeblasen worden. Den Ausdruck „Explosionskrater" möchte Fennema auf diese Gebilde nicht anwenden, weil man dabei an einen einzigen, in einem Augenblick sich abspielenden Vorgang denke.

Eine eingehende Berechnung der Menge des ausgeworfenen und niedergefallenen Materials hat R. Fennema angestellt. Als Grenze des Aschenregens werden diejenigen Punkte angenommen, an denen noch eine wägbare Menge Asche gesammelt werden konnte. Unter dieser Beschränkung umfasst das von Asche bedeckte Gebiet eine elliptische Fläche von 25.660 Quadratkilometer. Innerhalb derselben hat sich der Aschenregen nach Osten noch über *Bandjar* hinaus oder über 55 Kilometer und westwärts bis zu *Java's 1. Punkt* oder über fast 350 Kilometer erstreckt. Denkt man sich

Digitized by Google

senkrecht zur grossen Achse der Ellipse eine Linie gerade über den Krater des *Galunggung* gezogen, so erstreckt sich der Aschenregen längs dieser Linie 60 Kilometer weit nach Norden bis *Tomo* und südwärts über mehr als 60 Kilometer bis in den Indischen Ocean bei *Tjilaut Eureuh*. Aus diesen Zahlen ist der Einfluss, welchen der in den höheren Luftregionen herrschende Südostpassat auf die Verbreitung der Asche gehabt hat, deutlich erkennbar. Das Volumen der ausgeworfenen Massen stellt sich zu etwa 22,000.000 Cubikmeter, wovon ungefähr $^1/_5$ in der unmittelbaren Umgebung des Kraters niedergefallen ist.

Nach dem letzten Bericht vom 20. December 1894 geht die Entwässerung des Kraterbeckens des *Galunggung* durch den *Tjibandjaran* vor sich, welcher sich an der Nordseite des *Warirang* durchbricht. Nach dem 15. December haben sich an der Aussenseite des *Warirang* zwei neue Wasserläufe gebildet, welche sich in den *Tjibandjaran* ergiessen. Da dieselben kaltes Wasser führen, können sie nicht etwa den Abfluss der Kraterseen darstellen, deren Spiegel überdies tiefer liegt als der Ursprung der beiden Wasserläufe.

Die Dampfentwicklung in der Nähe des grössten der Kraterseen war, wie bereits oben erwähnt, sehr vermindert. Hingegen entwickelten die *Tjipanas Tjikunir* genannten warmen Quellen, welche zwischen dem *Warirang* und den warmen Quellen *Tjipanas Tjibuku* liegen, eine ungewöhnlich grosse Dampfmenge.

Vulcan Tangkuban Prahu.

Am 12. Jänner 1893 mittags und am 13. Jänner vormittags ist in der Nähe von *Bandung* rollender Donner aus Osten vernommen worden. Der betreffende Berichterstatter vermuthet, dass das Geräusch vom *Tangkuban Prahu* stammte.

Vulcan Lokon auf Celebes.

Ueber das Verhalten des *Lokon* liegen nur kurze Notizen vor, die ich hier zusammenstelle. Zu bemerken ist, dass der Krater des Vulcans auf dem Sattel zwischen dem *Lokon* und dem *Empong*-gebirge gelegen ist, und zwar etwa 10 Meter unterhalb desselben mit der Mündung nach dem Golf von *Menado* zu.

Ohne irgend ein Vorzeichen begann der *Lokon* am 20. März 1893 gegen 5 h 30 m p. m. zu rauchen, ein Geräusch wurde dabei nicht

Digitized by Google

vernommen. Wie lange diese Thätigkeit gedauert hat, wird nicht gesagt, nur wird bei der Erwähnung eines Erdbebens in *Na Lewet* auf *Celebes* am 8. August bemerkt, dass der *Lokon* sich seit einem Monat ruhig halte. Seit dem 18. September war der Vulcan wieder in Thätigkeit. Die letzte Nachricht vom 14. August 1894 besagt, dass der Krater des *Lokon*, welcher noch immer rauche, sich mehr und mehr ausbreite.

Vulcane Neu-Seelands.

Bibliographie.

1. Cussen L.: Notes on the Tongariru-Ruapehu Volcanic Mountains, New Zealand. Transact. of the R. Geogr. Soc. Austral. (Victoria Branch) 1893, Bd. X, pag. 15—25.
2. Etheridge R.: Note on the recent Volcanic Eruption in New Zealand. Geological Magazine 1886, Bd. III, pag. 398.
3. Geikie A.: The recent Volcanic Eruption in New Zealand. Nature 1886, Bd. XXXIV, pag. 320—322. 1 Karte.
4. Hayden: New Zealand and the recent Eruption. Science 1886, Bd. VIII, pag. 68. 2 Karten.
5. Hector J.: The Recent Volcanic Eruption. Preliminary Report. Wellington, New Zealand 1886. Fol. mit Karten.
6. Derselbe: The Recent Volcanic Eruptions in New Zealand. Nature 1886, Bd. XXXIV, pag. 389—393. 1 Karte.
7. Hert R. P. F. de: Les terrasses blanche et rose de la Nouv. Zélande. Origine et déstruction. Bull. de la Soc. R. Géogr. Anvers 1887, Bd. XI, pag. 289.
8. Hill H.: Ruapehu and Ngauruhoe. Transact. and Proceed. of the New Zealand Inst. 1891, Bd. XXIV, pag. 603—625. 7 Karten und Abbild. III. Rep. Australasian Association for the Adv. of Science 1891. Transact., pag. 162 bis 172. 2 Taf. Vgl. dazu die Bemerkungen von W. Colenso, Transact. and Proc. New Zealand Inst. 1893, Bd. XXVI, pag. 483—498.
9. Derselbe: The Eruption of Te Mari, Tongariro. Nov. 1892. Transact. and Proc. New Zealand Inst. 1893, Bd. XXVI, pag. 388—392.
10. Hutton F. W.: The Eruption of Mount Tarawera. Quart. Journ. of the Geol. Soc. London 1887, Bd. XLIII, pag. 178—188.
11. Derselbe: Meteorological conditions at the time of the eruption of Mount Tarawera, New Zealand. Nature 1886/87, Bd. XXXV, pag. 322—323.
12. Joly J.: Volcanic Ash from New Zealand. Nature 1886, Bd. XXXIV, pag. 595.
13. Judd J. W.: Notes accompanying a Series of Photographs prepared by J. Martin, to illustrate the Scene of the recent Volcanic Eruption in New Zealand. Rep. Brit. Assoc. 1886, Transact. pag. 644—645.
14. Jung E.: Der Seen-District auf der Nordinsel Neu-Seelands und die jüngsten vulcanischen Ausbrüche daselbst. Ausland 1886, Nr. 45, pag. 883.
15. Martin J.: The Terraces of Rotomahana, N. Z. Quart. Journ. Geol. Soc. London 1886, Bd. XLII, Proceed. pag. 7. 1887, Bd. XLIII, pag. 165—177.

Digitized by Google

16. Penck A.: Der Ausbruch des Tarawera und Rotomahana auf Neu-Seeland. Mittheil. d. geogr. Gesellsch. Wien 1887, Nr. 1, pag. 28.
17. Rath G. v.: Ueber die Eruption des Tarawera auf Neu-Seeland vom 10. Juni 1886. Corresp.-Bl. d. naturhist. Ver. d. Rheinl. u. Westf. 1887, Bd. XLIV, pag. 119—136.
18. O'Reilly J. P.: Note on some ejecta of the Hot Springs of Tarawera, N. Z., formed since the Earthquake of 23. June 1886. Proceed. R. Dublin Soc. 1888, Bd. VI, pag. 67—69.
19. Smith S. Percy: The Eruption of Tarawera. Wellington 1887.
20. Derselbe: Volcanic Eruption at Tarawera, N Z.; resulting topograph. changes in the District. Proceed. R. Geogr. Soc. London 1886, Bd. VIII, pag 783. Mit Karte.
21. Stephens: Notes on the recent Eruptions in the Taupo Zone, N. Z. Proceed. Linnean Soc. N.S.W. II. Ser. 1886, Bd. I, pag. 513—522.
22. Thomas A. P. W.: Report on the Eruption of Tarawera and Rotomahana. Wellington, N. Z. 1888. 8°. 74 S. 8 Tafeln, 2 Karten.
23. Toula F.: Der Yellowstone-Nationalpark, der vulcanische Ausbruch auf Neu-Seeland und das Geysirphänomen. Schriften d. Ver. z. Verbreitung nat. Kenntnisse. Wien 1887.
24. — The Volcanic Eruption in New Zealand. Nature 1886, Bd. XXXIV, pag. 301—303.

Die Vulcane Tongariro, Ngauruhoe und Ruapehu.

Das vulcanische Gebiet der Nordinsel von *Neuseeland* zwischen dem *Ruapehu* im Süden und *Tapuaeharuru* am Nordende des *Taupo*-Sees war bis zur *Tarawera*-Eruption im Jahre 1886 fast terra incognita für die wissenschaftliche Welt. Der Erste, welcher das Gebiet nach allen Richtungen hin durchforscht hat, ist H. Hill (8). Der südliche Abschnitt der vulcanischen Zone, welcher sich vom *Nord-Taupo*, am Austritt des *Waikato* aus dem See, bis *Karioi*, südlich vom *Ruapehu*, erstreckt, liegt auf einem Plateau, dessen Höhe zwischen 520 und 1370 Meter schwankt; der höchste Theil dieses Plateaus zwischen *Ruapehu* und *Ngauruhoe* bildet die Wasserscheide, indem er die Quellen des *Waikato* und *Wanganui* trennt. Fast in dem Centrum des Plateaus verläuft in der Richtung der längsten Erstreckung desselben gegenwärtig die Linie der vulcanischen Thätigkeit, welche heisse Quellen, Fumarolen, Solfataren, erloschene und thätige Vulcane und Vulcanschlote oder Vulcanembryonen umschliesst. Eine Linie von der südlichsten Spitze des *Ruapehu* zum *Tauhara*-Berg am Nordende des *Taupo*-Sees verbindet folgende thätige und erloschene Vulcane: *Ruapehu*, *Ngauruhoe*, *Tongariro*, *Pihanga* und *Tauhara*. Zwischen dem Nordende des *Tongariro* und dem *Pihanga*, sowie zwischen

Digitized by Google

diesem letzteren und dem *Tauhara* befinden sich zwei Depressionen, von denen die erstere vom *Rotoaira*-See, die andere vom *Taupo*-See eingenommen wird.

1. Tongariro.

An der Nordseite des Zuges befindet sich die unter dem Namen *Ketetahi* bekannte Solfatara, seitlich von dem Hauptkegel des *Tongariro* in 1460 Meter Meereshöhe. Oestlich davon, aber noch am Nordabhange des Gebirgszuges liegen in einer Höhe von 1700 Meter über dem Meere die als *Te Mari* bekannten vulcanischen Schachte. Drei unregelmässig gestaltete Krater zeigen in der Mitte kreisförmige Oeffnungen, die man mit den Eingängen in einen Bergwerksschacht vergleichen kann, nur sind sie von etwas grösserem Durchmesser. Aus denselben steigt fortwährend Dampf empor, der Schwefelwasserstoffgas enthält. Die Schachte scheinen von bedeutender Tiefe zu sein und entstanden während der letzten Eruption des *Ngauruhoe* 1868 bis 1869. Zur Zeit des *Tarawera*-Ausbruches entstieg ihnen nur dichter Dampf und Rauch, ohne dass es zu einer Eruption kam, obwohl mehrere Tage vorher dumpfes Rollen vernommen wurde. Die *Te Mari*-Krater lassen sich mit den gewöhnlichen Kraterbildungen der Vulcane nicht vergleichen, da sie keine kegelförmige Oeffnung rund um einen Schlot bilden. Hill denkt sie sich durch eine wirbelnde Bewegung entstanden, die von unten her ansetzte und die darüber liegende Masse in die Luft schleuderte.

Von den drei Krateröffnungen des *Tongariro*, dem „nördlichen, südlichen und rothen Krater", stiess letzterer im März 1887 und 1890 grosse Dampfmassen aus. Nordwestlich von diesen Vulcanschloten, nur durch einen schmalen Lavarücken von denselben getrennt, fand Hill (9) einen mächtigen Krater von grosser Tiefe, der im März 1890 sich noch im erloschenen Zustande befand. Bei dem Ausbruche vom März 1892 war der Berg in der Ausdehnung von dem alten Krater durch zwei Schachte von *Te Mari* am Abhang des Berges hin in kreisförmiger Richtung durch eine mächtige Spalte geborsten. Durch dieselbe war ein Theil der Bergspitze nach NO. zu abgebrochen, so dass der äussere Wall des alten ursprünglichen *Tongariro*-Kraters ein Theil des inneren Walls der thätigen Schlote am *Te Mari* geworden war.

Im November 1892 fand Hill in der Nähe der alten Schachte alles im Zustande intensivster Thätigkeit. Das Auswurfsmaterial bestand damals allein aus Dampf, Schlamm und kleinen Steinen. Die

Digitized by Google

Spitze des *Tongariro* war hingegen mit Bimssteinfragmenten überdeckt, während der *Te Mari* keine Spur von Bimsstein an den niederen Theilen des Berges erkennen liess. Man wird daher annehmen müssen, dass am *Te Mari* zwei Eruptionen statthatten; während der ersteren wurden nur Wasserdampf, Sand und Schlamm ausgeworfen und durch den Wind nach SW. getrieben, der Bimsstein der zweiten Eruption wurde nach der entgegengesetzten Richtung getragen.

2. Ngauruhoe.

Der *Ngauruhoe*, der thätigste unter allen Vulcanen Neuseelands, hat eine vollkommen kegelförmige Gestalt und ist mit der Kratergruppe des *Tongariro* durch einen aus basischen Laven aufgebauten Sattel verbunden. Wahrscheinlich waren beide Vulcane früher von einander getrennt; aus der Configuration des Landes südlich und westlich vom Berge geht hervor, dass der *Ngauruhoe* auf dem Lavaplateau entstand, welches einst den *Tongariro* vom *Ruapehu* trennte, doch ist kein eigentlicher Lavaerguss vom *Ngauruhoe* aus weder nach dem *Ruapehu*, noch nach dem *Tongariro* zu sichtbar, die einzige Verbindung wird durch den Sattel gebildet, der einen alten Lavaerguss von letzterem Vulcan aus darstellt.

Der Krater besteht aus einer grösseren Oeffnung und zwei kleineren, welche innerhalb der ersteren liegen. Der Rand des primären Kraters ist auf der NO- und SO-Seite viel höher als auf den beiden gegenüberliegenden Seiten; die niedrigste Stelle des Kraterrandes ist gegen NzW., wo derselbe gebrochen zu sein scheint. Gerade an dieser Seite des Kraters befinden sich die beiden kleineren, secundären Krater innerhalb des ursprünglichen grösseren. Beide sind von einander getrennt und zeigen ganz verschiedenes Verhalten. Der westliche Rand eines jeden der beiden kleineren fällt mit dem des grösseren zusammen; der südwestlich gelegene kleinere Krater kann als ein Rest des grösseren angesehen werden, der nordwestliche dagegen stellt ein selbständiges Gebilde dar und ist recenten Ursprunges. Die Hauptthätigkeit liegt in den Schloten, welche sich vom Kraterboden in die Tiefe fortsetzen. Der südwestliche Krater ist gegenwärtig der thätigere, von dem beständig dichte Dampfmassen aufsteigen. Nach den Beschreibungen von Bidwill und Dyson, welche 1839, beziehungsweise 1851 den Vulcan besuchten, muss die Thätigkeit damals gleich derjenigen gewesen sein, welche man am *Roto-*

Digitized by Google

mahana kurz nach der Eruption des *Tarawera* 1886 beobachten konnte; nach anderen Berichten war die Thätigkeit des Vulcans seit der *Tarawera*-Eruption stärker als vorher. Am Fusse des *Ngauruhoe* liegen zwei Kraterseen in einer Meereshöhe von 1390 Meter.

3. Ruapehu.

Der *Ruapehu*, vom *Ngauruhoe* durch ein Thal getrennt, in welchem die beiden eben genannten Seen liegen, ist der höchste Berg der Nordinsel, als solcher mit ewigem Schnee bedeckt, und stellt einen ungeheuren abgestumpften Kegel dar. Der Krater, welcher inmitten der Schneefelder liegt, befindet sich im Solfatarenzustande und ist an zwei Seiten von Gletscherwänden eingefasst.

Die drei höchsten Spitzen des Vulcans, der *Paraetetaitonga* im Süden, *Ruapehu* im Westen und *Te Heuheu* im Norden, von denen die beiden ersten mehr als 2750 Meter hoch sind, der letzte etwa 150 Meter niedriger ist, stellen im SW. und Norden den Rest eines mächtigen Kraters dar, welcher von Norden nach Süden einen Durchmesser von 1·5 Kilometer hatte. Der östliche Theil des Kraterrandes ist eingebrochen, der heutige Krater liegt innerhalb dieses eingebrochenen Randes und scheint erst nach der Zerstörung des alten Kraters entstanden zu sein.

Die ganze vulcanische Thätigkeit concentrirt sich auf den Kratersee. Im Süden und Westen besteht der Kraterrand aus einer circa 75 Meter hohen, fast senkrechten Eiswand, dem Ende der Gletschermassen, die sich vom *Ruapehu* bis zum *Paraetetaitonga* erstrecken. Das Wasser fand Hill (8) in fortwährender Erregung wie in einem Kessel mit kochendem Wasser. Die Erregung schien eine regelmässige zu sein und in Pausen von 2—3 Minuten wurde plötzlich Dampf ausgestossen, so dass die Wasserfläche für einige Secunden verhüllt war. Nach jedem Aufwallen und einer Explosion von Dampf bemerkte man unten am Fuss des Eiswalls höhlenähnliche Vertiefungen, so dass anscheinend der Spiegel sich gesenkt hatte; bald verschwanden dieselben wieder, wenn das Maximum der Erregung im Wasser nahe war, und das heisse Wasser schien den Eiswall in dem Augenblick zu erreichen, wo der Dampf von der Seefläche ausgestossen wurde. Das ganze Phänomen machte den Eindruck von einer mächtigen geysirähnlichen Explosion.

Jeder der drei Vulcane befindet sich im Solfatarenzustande. *Ngauruhoe* besteht aus dunkelgrauer Lava mit grossen Feldspath-

Digitized by Google

krystallen; Bimsstein ist nicht vertreten. *Ruapehu* ist hauptsächlich aus basischen und den von Judd sogenannten „intermediate" Laven zusammengesetzt; die einzige Spur von wirklich sauren Gesteinen bildet Bimssteintrachyt, der sich an einigen Stellen in der Nähe des Kraters findet. Daneben kommen Phonolith und Pechstein vor. Hin und wieder trifft man an den Abhängen zerstreut Stücke von Tachylyt.

Die Vulcane Mauna Loa und Kilauea auf der Insel Hawaii.

Bibliographie.

1. Alexander J. M.: The Craters of Mokuaweoweo, on Mauna Loa. Nature 1886, Bd. XXXIV, pag. 232—234.
2. Derselbe: On the Summit Crater of M. Loa in October, 1885, and its Survey. American Journal of Science. 1888, Bd. XXXVI, pag. 35—39. 1 Tafel.
3. Baker E. P.: Notes on Mt. Loa. American Journ. of Sc. 1889, Bd. XXXVII, pag. 52—53.
4. Derselbe: Volcano of Kilauea. American Journ. of Sc. 1891, Bd. XLII, pag. 77.
5. Derselbe: Mount Loa, Hawaii. American Journ. of Sc. 1893, Bd. XLVI, pag. 310.
6. Bishop S. E.: Kilauea in April 1882. American Journ. of Sc. 1892, Bd. XLIV, pag. 207—210. 2 Fig.
7. Brigham W. T.: Kilauea in 1880. American Journ. of Sc. 1887, Bd. XXXIV, pag. 19—27. 4 Abbild.
8. Derselbe: On the Summit Crater of Mt. Loa in 1880 and 1885. Notes on an Ascent in 1880, about three months before the great eruption of that year. American Journ. of Sc. 1888, Bd. XXXVI, pag. 33—35.
9. Derselbe: Notes on the Hawaiian Volcanoes. American Journ. of Sc. 1890, Bd. XL, pag. 334.
10. Derselbe: On the recent Eruption of Kilauea. American Journ. of Sc. 1891, Bd. XLI, pag. 507—510.
11. Dana James D.: History of Changes in the Mt. Loa Craters, on Hawaii. Part I, Kilauea. American Journ. of Sc. 1887, Bd. XXXIII, pag. 433—451. 1 Taf. 1887, Bd. XXXIV, pag. 81—97, 349—364. 3 Taf. und 7 Fig. 1888, Bd. XXXV, pag. 15—34. 1 Taf. und 5 Abbild.; pag. 213—228, 282—289. 2 Taf.
12. Derselbe: History of Changes in the Mt. Loa Craters; Part II. Mokuaweoweo, the Summit Crater of Mt. Loa. American Journ. of Sc. 1888, Bd. XXXVI, pag. 14—32, 81—90. 3 Taf.
13. Derselbe: History of Changes in the Mt. Loa Craters; Part III. Eruptions of Kilauea and Mt. Loa; Relations of Kilauea to Mt. Loa and Contrast between Volcanoes of the Mt. Loa and Vesuvius types. American Journ. of Sc. 1888, Bd. XXXVI, pag. 90 - 112, 167—175.
14. Derselbe: Points in the Geological History of the islands Maui and Oahu. American Journ. of Sc. 1889, Bd. XXXVII, pag. 81—103. 3 Taf
15. Derselbe: On the Origin of the deep Troughs of the Oceanic Depression: Are any of Volcanic origin? American Journ. of Sc. 1889, Bd. XXXVII, pag. 192 bis 202. 1 Karte. Nature 1890, Bd. XLII, pag. 357—360.

Digitized by Google

16. Derselbe: Volcanic Action. American Journ. of Sc. 1887, Bd. XXXIII, pag. 102—105.
17. Dodge Fr. S.: Report on the Survey of Kilauea in the last week of September and the first of October, 1886. American Journ. of Sc. 1887, Bd. XXXIII, pag. 98—101. 1 Taf. und 1 Fig.
18. Derselbe: Recent Observations on Halema'uma'u and its debris-cone. American Journ. of Sc. 1889, Bd. XXXVII, pag. 48—50. 6 Fig.
19. Derselbe: Kilauea in August, 1892. American Journ. of Sc. 1893, Bd. XLV, pag. 241—246. 2 Fig.
20. Derselbe: The Condition of Kilauea March 20th, 1892. American Journ. of Sc. 1894, Bd. XLVIII, pag. 78.
21. Emerson J. S.: Kilauea after the Eruption of March, 1886. American Journ. of Sc. 1887, Bd. XXXIII, pag. 87—95. 1 Taf.
22. Keep J.: Der Vulcan Kilauea im Juli 1892. Naturwissensch. Rundschau 1893, pag. 298—299.
23. Libbey W. Jr.: Gases in Kilauea. American Journ. of Sc. 1894, Bd. XLVII, pag. 371—372.
24. Lyman E. E.: On an Ascent to the Summit of Mt. Loa. American Journ. of Sc. 1890, Bd. XL, pag. 335.
25. Marcuse A.: Die Hawaii-Inseln. Berlin 1894.
26. Derselbe: Die Erdmessungsexpedition nach den Hawaiischen Inseln. Verhandl. d. Gesellsch. f. Erdkunde. Berlin 1892, pag. 492—508.
27. Merritt W. C.: On an Ascent of Mt. Loa. American Journ. of Sc. 1889, Bd. XXXVII, pag. 51—52.
28. Slyke L. L. van: Observations on Kilauea, in July, 1886. American Journ. of Sc. 1887, Bd. XXXIII, pag. 95—98.
29. Thurston L. A.: Recent Eruption in the Crater of Kilauea. American Journ. of Sc. 1894, Bd. XLVIII, pag. 338—342. 5 Fig.
30. Virchow R.: Verschwinden der beiden Lavaseen in dem Krater des Vulcans Kilauea auf Hawaii. Sitzungsber. d. k. Preuss. Akad. d. Wiss. Berlin 1886, pag. 414
31. — Recent Changes in the great Lava Lake in Kilauea. Nature 1894, Bd. L, pag. 483—484.

Kilauea und *Mokuaweoweo*, der Krater des *Mauna Loa*, sind mächtige Lavaseen, deren Eruptionen im allgemeinen ohne Erdbeben und Aschenauswürfe vor sich gehen und in einem Ausfliessen der Lavamassen bestehen. Der stets in ganz regelmässiger Weise sich wiederholende Vorgang bei einer solchen Entleerung ist folgender: Die in der Tiefe des Vulcanschlotes stehende Lavasäule steigt allmählich empor. Hat sie den Kraterboden erreicht, so hebt sie denselben und schmilzt ihn von unten her ab; gelegentlich bricht auch wohl die Lava an einzelnen Stellen durch und ergiesst sich dann über den Kraterboden. So entsteht ein See flüssiger Lava, von dessen Oberfläche fortwährend mächtige Lavagarben springbrunnen-

Digitized by Google

artig aufsteigen. Hat der Lavasee eine je nach den Umständen verschiedene Höhe erreicht, so tritt eine Entleerung ein, entweder durch einen submarinen Ausbruch, wie es beim *Kilauea* wohl meistens der Fall ist, oder wie beim *Mokuaweoweo* durch einen seitlichen Erguss tief unter dem Krater des *Mauna Loa*. In dem Maasse, wie der Spiegel des Lavasees sinkt, stürzen die Wände des umgebenden Kraterwalls, welche durch den ungeheuren Druck der Lavasäule bisher gestützt waren, nach und schwimmen als Inseln auf dem See, bis sie in der feurigen Masse geschmolzen sind. Ist der See leer, so beginnt der Process von neuem.

Das in mancher Hinsicht eigenthümliche Verhalten der Lava, welches von dem bei anderen Vulcanen beobachteten sehr abweicht, ist darauf zurückzuführen, dass die Lava infolge ihrer mineralogischen Zusammensetzung und der hohen Temperatur dünnflüssig ist. Die Schwankungen der Lavasäule innerhalb des Vulcanschlotes, welche die geschilderten Phänomene in erster Linie bedingen, rühren von dem Wasserdampf her, welcher in reichlichem Maasse in der Lava enthalten ist. Bestätigt wird diese Ansicht durch die Thatsache, dass die meisten Eruptionen sowohl des *Kilauea-* wie des *Mauna Loa*-Kraters in den regenreichen Monaten März bis Juni stattfinden. Die Aufnahme des meteorischen Wassers, welches in den porösen Boden leicht eindringt, durch die Lava muss ein ganz allmählicher, molecularer Vorgang sein, da ein plötzliches Eindringen des Wassers auf Spalten bei der Berührung mit der Lava nur zu Explosionen und Erdbeben führen könnte, die beim *Kilauea* höchst selten vorkommen. Der Unterschied zwischen den Lavavulcanen der Insel *Hawaii* und den Vulcanen vom *Vesuv*-Typus besteht also darin, dass bei letzteren die explosive Thätigkeit die Regel bildet, dem *Kilauea* und *Mauna Loa* aber die Aschenauswürfe und die Kegelbildung fremd sind.

Unter den Lavaströmen unterscheidet man auf *Hawaii* zwei Arten; diejenigen mit glatter Oberfläche heissen Pahoehoe (Fladenlava), die seltener vorkommenden Aa-Ströme haben eine rauhe Oberfläche und bestehen aus Blöcken verschiedener Grösse, die über die allgemeine Fläche eines Pahoehoe-Stromes aufgehäuft erscheinen.

Trotz der geringen Entfernung, in welcher beide Vulcane von einander liegen, sind die Veränderungen, welche in diesen Lavaseen vor sich gehen, gewöhnlich ganz unabhängig von einander. Wenn auch einige Eruptionen fast gleichzeitig stattgefunden haben,

Digitized by Google

so ist doch die Mehrzahl gerade der grösseren Eruptionen des *Mauna Loa* vorübergegangen, ohne dass in dem Zustande der Lavaseen des *Kilauea* irgend eine Veränderung eintrat. Das besondere eruptive Verhalten beider Vulcane rührt vielleicht daher, dass jeder von beiden auf einer besonderen Spalte gelegen ist. Zu der nördlichen oder „Kea-Reihe" gehören *Ost-Oahu, Ost-Molokai, Eeka* und *Haleakala* auf *Maui*, sowie *Kohala, Kea* und *Kilauea* auf *Hawaii*. Auf der südlichen oder „Loa-Reihe" sind aufgebaut *West-Oahu, West-Molokai, Lanai, Kahoolawe* und auf *Hawaii* die Vulcane *Haualalai* und *Mauna Loa*.

Im Vorstehenden sind in Kürze die wichtigsten allgemeinen Ergebnisse wiedergegeben, zu welchen J. D. Dana (11—16) auf Grund von historischen Darlegungen bezüglich der Vulcane und vulcanischen Erscheinungen auf den *Hawaii*-Inseln gelangt ist. Die Geschichte der Eruptionen lässt sich für den *Kilauea* vom Jahre 1823 an verfolgen, für den *Mokuaweoweo* von 1832 an und ist von Dana für ersteren bis zum Jahre 1886, für letzteren bis 1888 geführt.

Im folgenden beabsichtige ich, Dana's Darstellungen mit der durch den verfügbaren Raum gebotenen Kürze weiterzuführen, und beginne für den *Kilauea* mit der Eruption vom 6./7. März 1886.

Kilauea.

Einen Monat nach der Eruption vom März 1886 fand J. S. Emerson (21) das Becken des Lavasees *Halemaumau* im Mittel 190 Meter tief, am Rande betrug die Tiefe rund herum nur 60—70 Meter. Geschmolzene Lava war nirgends im ganzen Krater zu sehen, nur Dampfsäulen stiegen bald hier, bald dort auf, ihre Zahl und Mächtigkeit schien vom Wetter und der Tageszeit abzuhängen. Drei Monate später war an drei Stellen auf dem Boden des *Halemaumau* wieder Lava erschienen, ebenso hatte sich in der Zwischenzeit, wie L. L. Van Slyke (28) berichtet, ein etwa 50 Meter hoher Kegel von losen Blöcken auf dem Boden gebildet. An die Stelle der trichterförmigen Vertiefung, welche Emerson vorgefunden hatte, war im October eine ringförmige Masse von Lavablöcken getreten, welche nach F. S. Dodge (17) eine unregelmässig gestaltete Vertiefung oder „See" in der Mitte umschloss. Im Juli 1888 sah Dodge (18) auch ausserhalb dieses Kranzes mehrere Kegel in einer Höhe von 3—6 Meter. Infolge einer Hebung des Beckenbodens er-

Digitized by Google

gossen sich die Lavaströme, welche aus der Spitze dieser Kegel flossen, über den Rand des Beckens. Der ganze Vorgang ist nur unter der Annahme erklärlich, dass der Boden des Beckens auf der Spitze der emporsteigenden Lavasäule aufwärts schwamm.

Als W. T. Brigham (10) im Februar 1891 den Kilauea besuchte, fand er den Lavasee in intensiver Thätigkeit. Die spitzen Kegel ragten jetzt mindestens 70 Meter hoch über die Lavaflut empor. Auf allen Seiten waren sie von kleineren, Lava ausströmenden Kegeln umgeben. In zwei Fällen befanden sich diese Kegel hoch oben an der Seite des Hauptkegels und glichen ganz den „Hornitos" Humboldt's. Durch diese Kegel war die Seefläche in drei getrennte Becken geschieden, von deren Oberfläche fortwährend mächtige Lavaklumpen aufspritzten; eine Kruste konnte sich unter diesen Umständen auf der Seefläche nicht bilden.

So lagen die Verhältnisse, als genau fünf Jahre nach der letzten Eruption abermals eine Entleerung des Sees eintrat. Am 6. März 1891 verspürte man um 9 h 30 m p. m. in *Volcano House,* dem an der Nordostecke des *Kilauea* gelegenen Hôtel, ein schwaches Erdbeben, und in demselben Augenblick senkten sich die Kegel. Am nächsten Morgen waren die Spitzen schon verschwunden, noch am 2. April war alles in dem Krater kalt und todt. Die Tiefe des Kraters schätzte Brigham auf circa 170 Meter, den Durchmesser desselben zu 800—1000 Meter. Die Wände stürzten senkrecht zu der Tiefe ab, sie bestanden aus horizontal gelagerten Schichten, von Höhlungen, Gängen u. dergl. war keine Spur zu sehen. Der Boden des Kraters war mit einer wirren Masse von Lavablöcken bedeckt.

Als im April 1892 S. E. Bishop (6) den *Kilauea* besuchte, hatte der Lavasee schon wieder einen Durchmesser von etwa 300 Meter und stand 13 Meter unter dem Rande des Halemaumau, welcher einen Durchmesser von 500 Meter hatte, das Ganze wurde von einem 100 Meter hohen Abhang aus Lavablöcken rund herum eingefasst. Die allgemeine Bewegung der dünnen Rinde war stets von der Peripherie nach dem Mittelpunkt gerichtet, wo die Thätigkeit am grössten war. Lange Spalten zogen sich vom Rande einwärts, wobei sie sich in mannigfacher Weise krümmten und verschlangen. Im Mittelpunkt des Sees lag eine offene Stelle, von welcher aus eine Strömung westwärts setzte, bis sie unter der Rinde verschwand. Am Ostrande dieser centralen Fläche war

Digitized by Google

eine mächtige Fontaine thätig, welche auch nicht eine Minute aussetzte. Alle 20 Secunden wallte die Oberfläche in einer runden Woge mit einem Durchmesser von 10—15 Meter bis zu einer Höhe von 7—12 Meter auf, ohne dass eine Explosion stattfand.

Als eine bemerkenswerte Thatsache ist hervorzuheben, dass man nur bei genauer Untersuchung Dämpfe unterscheiden konnte. Von *Volcano House* aus konnte man einen feinen blauen Dunst von dem See aufsteigen sehen, der besonders bei Nacht deutlich erkennbar war; stand man aber nahe bei am Kraterrande, so konnte man kaum bei Nacht, wenn die Dämpfe durch den Wiederschein der glühenden Lavamasse erleuchtet waren, etwas wahrnehmen.

Der Rand des *Halemaumau*-Kraters war an seiner höchsten Stelle gegen 1886 um etwa 10—15 Meter erhöht, wahrscheinlich war die Lavamasse, als das Becken voll war, an mehreren Punkten übergeflossen und hatte dadurch zur Erhöhung beigetragen.

Die erste genaue Vermessung des Kraters und des Lavasees hat Fr. S. Dodge (19) im August 1892 ausgeführt. Der See hatte fast kreisförmige Gestalt, indem die Differenz zwischen dem grössten und kleinsten Durchmesser nur 20 Meter ausmachte; die Oberfläche ist einem Kreise gleichzusetzen, dessen Durchmesser 270 Meter misst. Der Rand des Lavasees hatte rundherum die gleiche Höhe von 170 Meter unter der Veranda des alten „*Volcano House*“, des Ausgangspunktes für alle Vermessungen im *Kilauea*.

Die Lava stand im Mittel 1 Meter unter dem Rande, dabei stieg sowohl der See wie die umgebende Fläche langsam, aber stetig. Zeitweilig war der See sehr thätig, in allen Richtungen erhoben sich Fontainen über die Oberfläche, deren man oft 15 zur Zeit zählte. Wie schon früher, herrschte die grösste Thätigkeit wieder im Centrum, wo ohne Unterbrechung Fontainen aufspritzten.

Die Lage von *Halemaumau* war im August 1892 identisch mit derjenigen vom Jahre 1886, der neue See liegt genau über der trichterförmigen Vertiefung, welche Emerson im April 1886 vorfand. In den allgemeinen Verhältnissen des *Kilauea* waren keine wesentlichen Veränderungen eingetreten, ausser dass der Boden im Osten und Süden gehoben war.

Im März 1894 führte Dodge abermals eine genaue Vermessung des Sees aus, über deren Ergebnisse er folgende Daten in das in *Volcano House* aufliegende Buch eingetragen hat:

Digitized by Google

„Im August 1892 stand der äussere Rand des Abgrundes, welcher den See umschliesst, 86 Meter unter dem Niveau des *Volcano House*. Die Seeoberfläche lag noch 74 Meter unter diesem Niveau. Im März 1894 stand der See 63 Meter über demselben Niveau, macht ein Steigen von 137 Meter in 19 Monaten. Die Seefläche war 1894 etwas grösser als 1892, und zwar 365 Meter lang und 243 Meter breit."

Am 5. Juli 1894 langte L. A. Thurston (29) am *Kilauea* an. Die hauptsächlichste Veränderung, welche seither eingetreten war, bestand darin, dass am 21. März das Nordufer des Sees über eine 270 Meter lange und 170 Meter breite Fläche ganz plötzlich um 25 Meter über die Seefläche gehoben war. Die gehobene Fläche war stark zerrissen, an der äusseren Bruchlinie entstanden zwei Löcher, welche Lava ausstiessen.

Am 18. April begann das gehobene Ufer wieder zu sinken und überragte am 5. Juli das andere Ufer nur noch um 10 Meter.

Am 7. Juli stand der See so hoch, dass die ganze Oberfläche vom *Volcano House* aus sichtbar war und in der Nacht ein Ueberfliessen in den Hauptkrater eintrat.

Vom 8.—10. fiel und stieg der See mehrere Male um 5 Meter und am 11. morgens war die gehobene Uferstrecke bis zum Niveau des anderen Ufers wieder gesunken. Um 9 h 45 m a. m. war der See 15 Meter gefallen und dieses Sinken um etwa 7 Meter in der Stunde hielt von 10 h morgens bis 8 h abends an. Der Rand der gehobenen Uferstrecke trennte sich durch eine scharfe Bruchlinie ab und brach ein. Von Mittag bis 8 h abends verging kaum ein Augenblick, in dem nicht unter fürchterlichem Krachen die Ufer einstürzten. Mehrmals brachen etwa 175 Meter lange, 50—75 Meter hohe und 10 Meter dicke Uferstrecken unter schrecklichem Donnern, umhüllt von dichten Staub-, Dampf- und Rauchwolken, ab, fielen in den glühenden See und riefen in der feurigen Masse grosse Wellen hervor, die durch den See eilten und an dem gegenüberliegenden Felsenufer sich brachen wie die vom Sturme gepeitschten Wellen an der Küste.

Die meisten Felsblöcke wurden sofort von dem See verschlungen, nur die grösseren sanken nicht unter, sondern schwammen als Inseln durch den See. Eine solche Masse, welche am Nachmittag abbrach, tauchte beim Fallen unter in die feurigen Wogen, kam aber nach wenigen Augenblicken wieder zum Vorschein, wobei die geschmolzene Lava von ihrer Oberfläche abströmte.

Digitized by Google

Als die Nacht hereinbrach, wurde das schreckliche Schauspiel unbeschreiblich grossartig. In einzelnen höhlenartigen Vertiefungen war geschmolzene Lava zurückgeblieben, die nun beim fortgesetzten Sinken des Sees und dem Einbrechen der Wände in den Krater als feurige Cascaden sich ergossen. Einmal zählte man fünf solcher Lavacascaden. Die oben erwähnten Lavafontainen auf der Oberfläche des Sees blieben während der ganzen Zeit des Sinkens in Thätigkeit. Eine andere merkwürdige Eigenthümlichkeit bestand darin, dass von schwefeligen Dämpfen nichts zu merken war und man ohne Beschwerden gerade leewärts vom See athmen konnte.

Am Morgen des 12. Juli war der See um weitere 7 Meter gesunken und die Uferwälle auf beiden Seiten waren in den See gestürzt. In gleichem Niveau mit dem See und noch halb gefüllt von demselben, erblickte Thurston eine grosse Höhle, die sich in südöstlicher Richtung vom See erstreckte. Die Breite betrug etwa 25 Meter und die Höhe von der Seefläche bis zur Decke etwa 5 Meter; vom gegenüberliegenden Ufer konnte man circa 15 Meter weit hineinsehen. Thurston ist der Ansicht, dass diese Oeffnung vielleicht den Canal darstellt, durch welchen die Entleerung des Sees vor sich ging, obgleich sie sich augenscheinlich nicht auf dem Boden des Sees befand, denn noch bis zum 16. Juli dauerte das Steigen und Fallen um 1 bis 2 Meter den Tag, die Fontainen wurden sogar bisweilen mit noch grösserer Kraft emporgeworfen als vor dem Beginn der Senkung.

In *Vulcano House* fühlte man am 11. Juli nachmittags zwei leichte Erdbeben und am 12. 2 h a. m. ein stärkeres. In dem über 45 Kilometer entfernten *Hilo* hatte man im Laufe der Woche verschiedene leichte Stösse verspürt.

Schon Brigham hat 1865 die später von Emerson bestätigte Beobachtung gemacht, dass aus der Kruste des Lavasees bläulichgrüne Flammen aufsteigen, wenn die schlackenähnliche Oberfläche durchbrochen wird. Eine genaue Untersuchung derselben hat W. Libbey (23) im September 1893 mit einem Taschenspectroskop an drei Abenden vorgenommen. Der Zustand des Vulcans war für einen solchen Zweck äusserst günstig, der Kessel bis oben angefüllt und die Oberfläche in sehr erregter Thätigkeit; Spalten und Risse durchsetzen die Schlackenrinde nach allen Richtungen. An den Schnittpunkten dieser Risse erfolgten von Zeit zu Zeit zwei bis drei schwache Explosionen unter knallendem Geräusche,

Digitized by Google

wobei mehrere Male Lavamasse in die Höhe spritzte und Flammen ausbrachen. Meistens erhielt Libbey nur ein continuirliches Spectrum, wenn er das Instrument auf die Lava richtete, in dem aber plötzlich breite Streifen hellen Lichtes erschienen und wieder verschwanden, ein Beweis dafür, dass Gase unter hohem Druck sich in brennendem Zustande befanden. Die nächste Aufgabe war nun, die Stelle der Streifen im Spectrum festzustellen. Das constante Auftreten eines Streifens in Grün deutete aller Wahrscheinlichkeit nach auf die Anwesenheit von Kohlenoxyd. Weniger intensive Streifen, die gelegentlich in Roth und Blau auftauchten, wiesen auf das Vorkommen von Kohlenwasserstoffen hin. Zuweilen zeigte sich auf einem vollen Spectrum eine ganze Reihe dunkler Linien in Gelb und Orange, so dass diese Farben aus dem Spectrum ganz verschwanden. Dieselben bedürfen aber noch eines genaueren Studiums, bevor sie irgend einer Substanz zugeschrieben werden können.

Mauna Loa.

Die grossen Schwierigkeiten, welche einer Besteigung des circa 4500 Meter hohen *Mauna Loa* entgegenstehen, machen es erklärlich, wenn wir über den Zustand des Lavasees *Mokuaweoweo* und die Veränderungen, welche in demselben vor sich gehen, viel weniger unterrichtet sind als beim *Kilauea*.

J. M. Alexander (2) ist der Ansicht, dass der *Mokuaweoweo* nicht einen einheitlichen Krater darstellt, sondern eine Reihe von 4 oder 5 Kratern, deren trennende Wände bei den Eruptionen einbrachen, so dass ein grosses unregelmässiges Becken entstand, dessen Boden stufenförmig vom Nordost- und Südwestende sich nach der Mitte zu dem grössten Kraterbecken senkt.

Im Juli 1888 fand W. C. Merritt (27) in dem centralen Becken am Ostrande einen Aschenkegel und nicht weit davon inmitten eines Aa-Lavastromes einen aus Bimsstein aufgebauten Kegel, dessen Spitze von der Wirkung der Dämpfe ganz heiss und roth war. In der Südwestecke lag ein kreisrunder, 50—60 Meter tiefer Abgrund von 100 Meter Durchmesser. Die Wände desselben bestanden aus etwa 15 Meter dicken Lagen eines basaltischen Gesteins mit Säulenstructur. Der Boden des centralen Kraters senkt sich im ganzen von SW. nach NO. Dieser Umstand bestätigt die Ansicht, dass wie im *Kilauea* der südwestliche Theil des Beckens der Sitz der grössten Thätigkeit gewesen ist.

Digitized by Google

Südwestlich von dem erwähnten tiefen Abgrunde war der äussere Wall des centralen Beckens von oben bis unten durch zwei parallel nach SSW. verlaufende Spalten durchsetzt und wiesen auf die Stelle der Haupteruption von 1887 hin. Auf der anderen Seite des Abgrundes war eine grosse Anzahl von Fumarolen thätig, welche schwefelige Dämpfe von sich gaben.

Nach einer oberflächlichen Schätzung war die Tiefe des Kraters an der Ostseite nicht über 115 Meter. Sollte sich diese geringe Tiefe als richtig erweisen, so wäre seit dem Jahre 1885 eine grosse Veränderung eingetreten, wahrscheinlich infolge der Eruption vom Februar 1887.

Im Juni 1893 beschränkte sich die Thätigkeit des *Mokuaweoweo* auf Ausstossen von grossen Dampfmassen aus dem centralen Becken. Von einem kleinen Krater, der vom Februar 1887 bis zum Jahre 1889 noch gesehen worden war, konnte E. P. Baker (5) nur noch geringe Spuren entdecken, Laven hatten sich über die Stelle des Kraters ausgebreitet und alles eingeebnet.

Vulcaninseln.

Bibliographie.

1. Baker S. W.: The New Volcan in the Friendly Islands. Transact. and Proceed. of the New Zealand Institute. 1885, Bd. XVIII, pag. 41.
2. Bonney T. G.: Volcanic Eruption in Niua-Fu, Friendly Islands. Nature 1886/87, Bd. XXXV, pag. 127—128.
3. Lister J. J.: A Visit to the nearly emerged Falcon Island. Quarterly Journ. of the Geolog. Soc. London 1891, Bd. XLVII, pag. 590—595. Proceed. of the R. Geographical Soc. London 1890, Bd. XII, pag. 157—161.
4. Derselbe: Notes on the Geology of the Tonga Islands. Quart. Journ. of the Geol. Soc. London 1891, Bd. XLVII, pag. 590—616.
5. Shipley: New Volcanoes in the Pacific Ocean. Nature 1885/86, Bd. XXXIII, pag. 187.
6. Supan Al.: Die neue Insel in der Südsee. Petermann's Mittheil. 1890, Bd. XXXVI, pag. 107.
7. Wharton W. J. L.: Notes on a Recent Volcanic Island in the Pacific. Nature 1890, Bd. XLI, pag. 276—278. 1 Karte und 3 Profile
8. Derselbe: Further Notes on a Recent Volcanic Island in the Pacific. Nature 1892, Bd. XLVI, pag. 611.
9. — A New Island in the South Seas. Nature 1885/86, Bd. XXXIII, pag. 308.
10. — Die neu entstandene vulcanische Insel im Tonga-Archipel. Annalen d. Hydrogr. u. maritimen Meteorol. 1886, Bd. XIV, pag. 225.
11. — Bemerkungen über die vulcanische Insel Falcon innerhalb der Tongagruppe. Annalen d. Hydrogr. u. marit. Meteorol. 1890, Bd. XVIII, pag. 132 bis 133.

Digitized by Google

12. Wharton W. J. L.: Ueber die neue vulcanische Insel in der Tonga-Gruppe. Annalen d. Hydrogr. u. marit. Meteorol. 1892, Bd. XX, pag. 430.
13. — Eine neue vulcanische Insel im Stillen Ocean. Verhandl. d. Gesellsch. f. Erdkunde. Berlin 1890, Bd. XVII, pag. 109—110; 1893, Bd. XX, pag. 94.
14. — Volcanic Eruption at Ambrym. Nature 1894/95, Bd. LI, pag. 61.

Die Falkeninsel.

Im Jahre 1867 entdeckte das englische Schiff „Falcon" bei Lothungen, welche dasselbe westlich von der zu der *Tonga*-Gruppe gehörigen Insel *Namuka* vornahm, eine Untiefe in etwa 20° 20′ südl. Breite und 175° 20′ westl. Länge. Zehn Jahre später sah das englische Kriegsschiff „Sappho" an derselben Stelle Rauch vom Meere aufsteigen. Im October 1885 hatte der submarine Vulcan eine Insel aufgeworfen, deren Länge der Dampfer „Janet Nichol" zu 3700 Meter schätzte; die Höhe betrug damals etwa 75 Meter.

Der amerikanische Consul Shipley (5) von *Auckland* war am 13. October Zeuge dieser unterseeischen Eruption, deren Grossartigkeit er mit Worten kaum ausdrücken kann. Alle paar Minuten fand ein Ausbruch statt, der jeden Augenblick sein Aussehen änderte. Aber schon in der Nacht vom 11./12. October hatte man auf den *Tonga*-Inseln mehrere Erdbebenstösse verspürt und von Zeit zu Zeit einen hellen Schein in verschiedenen Richtungen gesehen.

Eine Expedition, welche von der Regierung der *Tonga*-Inseln an den Schauplatz der Eruption vom 13. October geschickt wurde, erblickte am 14. October eine kleine Insel und konnte sich derselben bis auf circa 2 Kilometer Entfernung nähern. An demselben Tage hörte man auf *Ogea*, der südlichsten Insel der *Fidji*-Gruppe, welche etwa 325 Kilometer südwestlich von der Eruptionsstelle entfernt liegt, heftiges Donnern wie von Kanonen, was bis zum 17. mit kurzen Zwischenräumen anhielt. Gleichzeitig wurde die Insel *Ogea* wiederholt von äusserst heftigen Erderschütterungen heimgesucht und nachts gewahrte man in der Richtung von *Tonga* einen schwachen Schimmer wie von einer grossen Feuersbrunst. Ihren Höhepunkt erreichte die Erscheinung am Morgen des 17. October, als man ein schreckliches Rollen vernahm, wie wenn gleichzeitig Tausende von groben Geschützen abgefeuert wären. Am 18. wurde die Insel von einer Gesellschaft aus *Tongatabu* abermals besucht. Unmittelbar an der Küste war ein submariner Vulcan in voller Thätigkeit und stiess erschreckliche Mengen von Dampf und Wasser bis zu bedeutender Höhe aus.

Digitized by Google

Die Gestalten, welche die Dampfwolken in der Höhe annahmen, wechselten unaufhörlich, und während diese Wolken noch wallten und wirbelten, wurden immer wieder neue Säulen emporgeschleudert, so dass sich das Niederprasseln der Wassermassen und das Wallen der Wolken stets von neuem wiederholte.

Nach der Angabe des V. St. Schiffes „Mohican" im Jahre 1886 betrug die Länge der Insel nur noch circa 2600 Meter, die Höhe etwa 50 Meter; im Jahre 1887 dagegen fand das französische Kriegsschiff „Decres" die Höhe zu 90 Meter. In demselben Jahre passirte eine englische Yacht „Sybil" die Insel und 1889 endlich vollendete das englische Vermessungsschiff „Egeria", Capitän Oldham, eine genaue Aufnahme der Insel wie der umgebenden Meerestheile.

Die Insel liegt in 20° 19' südl. Breite und 175° 21' 30" westl. Länge, ist 2040 Meter lang und 1630 Meter breit; der Flächeninhalt beträgt, wie A. Supan (6) mittheilt, 232 Hektar. Der südliche Theil ist der höhere, steigt bis zu 47 Meter an und fällt dann steil nach Süden, SO. und SW. ab; an den Nordfuss dieses hügeligen Theiles setzt sich eine flache Ebene an. Der Umstand, dass die Insel fast ganz aus vulcanischer Asche, vermischt mit wenigen gröberen Auswurfsmassen, aufgebaut ist, erklärt die Veränderungen, welche unter dem Einfluss des Windes und der Wellen in dem Relief und der Gestaltung der Insel vor sich gehen. Das Material, welches von dem vorherrschenden Südost-Passat und der durch denselben bedingten Strömung im Süden und SO. weggeführt wird, kommt an der Leeseite der Insel wieder zur Ablagerung.

Als einziges Zeichen der noch nicht ganz erloschenen vulcanischen Thätigkeit bemerkte man etwas Dampf, der aus Spalten an den südlichen Gehängen der Insel hervorkam. In Vertiefungen fand sich durchgesickertes Seewasser, dessen Stand von der Flut und Ebbe abhängig war und dessen Temperatur zwischen 33° und 45° C. schwankte; in einem Loch, welches man in den ebenen Theil der Insel grub, stieg die Wasserwärme bis auf 53° C., in einem anderen am Abhange der hügeligen Hälfte bis auf 38° C.

Die Depression zwischen der *Falkes*-Insel und der Tongainsel *Namuka* beträgt 1800 Meter; die Tiefe, aus welcher sich der submarine Vulcan aufgebaut hat, ist demnach eine ganz beträchtliche. Trotzdem dürfte die Insel in nicht allzu ferner Zeit von der Meeresfläche verschwunden sein, denn im Jahre 1892 fand das französische Kriegsschiff „Duchaffault" die Höhe der Insel schon auf circa 8 Meter reducirt.

Digitized by Google

Ein anderer unterseeischer Vulcan ist die *Metis*-Insel, 135 Kilometer nordnordöstlich von der *Falken*-Insel gelegen, welche schon einige Jahre früher aufgeworfen, aber bisher noch nicht näher untersucht worden ist.

Ausbruch auf der Vulcaninsel Niua-fu, Tongainseln.

Die Vulcaninsel *Niua-fu* hat einen Umfang von etwa 80 Kilometer, ungefähr ein Viertel der Oberfläche nimmt ein Brakwassersee ein. In diesem liegen drei kleine Inseln, von denen eine wieder einen kleinen See in der Mitte beherbergt. Der grosse See ist jedenfalls ein Kratersee und erst nach der Eruption entstanden, welcher die ganze Insel ihre Existenz verdankt; spätere Ausbrüche schufen die kleinen Inselkrater. Ueber die jüngste Eruption vom Jahre 1886 theilt T. G. Bonney (2) einen Bericht von Coutts Trotter mit, dem wir Folgendes entnehmen.

Der Beginn der Katastrophe, von welcher *Niua-fu* am 31. August, dem Tage des Erdbebens von *Charleston* in Amerika, heimgesucht wurde, fällt zeitlich mit den Ausbrüchen auf *Neuseeland* zusammen. Dem unmittelbaren Ausbruche gingen Erdbeben voraus, welche 24 Stunden anhielten; die Eruption selber dauerte 10 Tage ohne Unterbrechung. Nach einer Ruhepause von 2 Tagen erneuerte sich der Ausbruch unter schrecklichem Donner und elektrischen Entladungen, welche unaufhörlich 24 Stunden vor sich gingen. Nach Verlauf von etwa einer Woche fand die zweite Periode der Eruption ihr Ende.

An dem einen Ende des Sees, wo der Ausbruch seinen Anfang genommen hatte, konnte man 3—4 Krater wahrnehmen. Die Dampfsäule stieg zu bedeutender Höhe empor. Gröbere Auswurfsmassen, welche emporgeschleudert wurden, fielen glücklicherweise fast senkrecht wieder zu Boden. Den grössten Schaden verursachten der vulcanische Sand, Asche und Staub, welche, vom Winde nach allen Seiten getrieben, die Pflanzungen vernichteten. Während des Aufenthalts von Coutts Trotter auf *Niua-fu* im September 1886 waren noch immer Erdbebenstösse fühlbar; in der Nähe der Küste stiegen aus dem Boden noch Gase auf und im See befand sich das Wasser an manchen Stellen in Wallung.

Druck von Gottlieb Gistel & Comp. in Wien.

Digitized by Google

XX. Ueber Einschlüsse im Granitporphyr des Leipziger Kreises.

Von **Reinhold Reinisch** (Leipzig).

Mit Tafel VI.

Im Zeitalter des Rothliegenden quollen jene ausgedehnten Porphyrdecken hervor, welche noch heute in einem grossen Theile des nordwestlichen Sachsens die Oberfläche bilden und im Verein mit Tertiär- und Diluvialablagerungen das Grundgebirge, darunter die ganze Westhälfte des nordsächsischen Sattels, bis auf wenige insel- oder klippenförmige Reste verhüllen. Nur die zutage gehenden Grauwackeschichten der Deditzhöhe bei Grimma und des Rückens von Otterwisch-Hainichen, beide in der Fortsetzung derjenigen Streichrichtung gelegen, welche die Grauwacke des Collmberges bei Oschatz innehält, markiren mit ihrem nahezu südlichen Einfallen die Südflanke jenes Grundgebirgssattels, während die mit gleichem Streichen bei Zschocher und Plagwitz im Westen Leipzigs anstehende Grauwacke durch ihr nördliches Einfallen dessen Nordabfall andeutet. Die übrigen Componenten der Anticlinale sind auf deren Westhälfte nirgends direct aufgeschlossen zu beobachten.

Die Quarzporphyrdecken, als deren jüngste ein Erguss von Pyroxen-Quarzporphyr auftritt, werden von mächtigen Gängen eines Pyroxen-Granitporphyrs durchsetzt. Der Hauptgang folgt in einer Länge von etwa 12 Kilometer bei 500—1000 Meter Breite dem Muldelaufe, beginnt südlich von Trebsen und endet am Wolfsberge nördlich von Wurzen. Ein zweiter Zug kreuzt die eben genannte Masse fast rechtwinklig bei Trebsen und verläuft im Bogen nach Westen bis Beucha. Innerhalb dieser Gänge lässt sich neben einer mehr granitähnlichen eine andere, durch grosse, fleischrothe Orthoklaskrystalle

Digitized by Google

porphyrische Varietät des Pyroxen-Granitporphyrs unterscheiden. Letztere enthält an vielen Stellen zahlreiche Einschlüsse des durchbrochenen Untergrundes. Solche fehlen, wie schon Penck hervorhob[1]), in der granitischen Modification nahezu ganz.

Die besten Aufschlüsse in dem einschlussreichen Granitporphyr bieten zur Zeit die ausgedehnten Steinbrüche von Beucha, ferner die am Ostabhange des Kolmberges bei Brandis und am Wachtelberge südlich von Wurzen. Dagegen sind die längs des Muldelaufes, sowie die in der Umgebung von Trebsen und Ammelshain gelegenen Brüche zum Theil schon seit mehr als 10 Jahren aufgelassen und verwachsen und liefern wegen ihres arg verwitterten Gesteines keine brauchbaren Handstücke mehr. Namentlich die letztgenannten haben in früherer Zeit schätzenswertes Material an Einschlüssen ergeben. Ausser den Granitporphyrgängen führen auch die Quarzporphyrdecken bisweilen Einschlüsse, wenn auch recht selten. Sie sind als willkommene Ergänzung in vorliegender Arbeit mit verwerthet worden.

Die Einschlüsse selbst, auf welche wohl zuerst Kalkowsky hinwies[2]) — Naumann erwähnt sie in seiner „Geognostischen Beschreibung des Königreichs Sachsen" 1845 noch nicht, — verdienen ein besonderes Interesse nicht nur deshalb, weil sie von einem in der Tiefe verborgenen Schichtensystem Kunde geben, sondern auch wegen ihres auffallenden Habitus, welcher ganz an den durch granitische Contactmetamorphose hervorgerufenen erinnert. Die Einschlüsse sind in der That, wie sich im Verlaufe der Arbeit ergeben wird, bereits in metamorphem Zustande von Granitporphyr umhüllt und darauf von ihm theilweise mit weiteren Umwandlungserscheinungen ausgestattet worden. Es wird bei der Untersuchung der Bruchstücke die Entscheidung darüber anzustreben sein, welche Veränderungen auf Rechnung des Granites, welche auf die des Granitporphyrs zu setzen sind. Erschwert und in einzelnen Fällen ganz unmöglich gemacht wird sie durch den Umstand, dass meist das unveränderte, sowie das nur durch den Granit metamorphosirte Gestein zur Vergleichung fehlt. Indessen ist bei manchen Einschlüssen die beiderseitige Wirkungssphäre der in Frage kommenden Eruptivgesteine so scharf und augenfällig abgegrenzt, dass hier wenigstens ein Irrthum nicht möglich ist.

[1]) Erläut. zu Sect. Grimma d. geol. Specialkarte d. Kgr. Sachsen, pag. 33.

[2]) Zeitschr. d. d. geol. Ges. 1874, pag. 588.

Digitized by Google

Noch aus anderen Gründen erschien ein Studium der Einschlüsse im Granitporphyr wohl der Mühe wert. Die Erläuterungen zu den Sectionen der geologischen Specialkarte des Königreichs Sachsen, in erster Linie weitergehende Fragen berücksichtigend, enthalten meist blos eine dem Zwecke jener „Erläuterungen" entsprechende Aufzählung der damals im Granitporphyr gefundenen fremden Bruchstücke. Gelegentlich ist eine kurze mikroskopische Charakteristik beigefügt. Nun hat sich aber in den 12—15 Jahren, die seit jener Zeit verflossen sind, die Kenntnis der durch Contactmetamorphismus bewirkten Umgestaltungen in mancher Hinsicht vertieft und erweitert. Auch haben alljährlich stattfindende Excursionen nach Beucha ein reiches Material zusammengetragen, welches von Herrn Geheimrath Professor Dr. Credner dem Verfasser in entgegenkommendster Weise zur Benützung überlassen wurde. Zahlreiche eigene Ausflüge nach den oben genannten Aufschlusspunkten vervollständigten es soweit, dass als Grundlage dieser erneuten Untersuchung mehr als 240 Fundstücke und 130 Dünnschliffe benutzt werden konnten.

Der grösste Theil aller Einschlüsse erweist sich als

I. Contactmetamorphe Grauwacke.

Unveränderte Grauwacke findet sich nach Penck[1]) in Bruchstücken von unbedeutender Grösse an wenigen Punkten im Quarzporphyr, so an der Neumühle bei Böhlen, oberhalb Nerchau und bei Grimma.[2]) „Besondere Contactwirkungen geben sich an ihnen nicht zu erkennen." Der Pyroxen-Granitporphyr dagegen führt ausnahmslos verschiedengradig contactmetamorph umgewandelte Grauwackefragmente. Es sind zum Theil dichte, hornfelsähnliche Gesteine von gleichmässig heller oder dunkler grauer Farbe, theils gewahrt man in ihnen mehr oder minder reichlich dunkelgrüne Knoten, die dann meist eine gewisse Parallelstructur des Gesteins bedingen. Wenn sie zahlreich auftreten, verlieren die Einschlüsse ganz und gar den üblichen Grauwackecharakter. Doch lässt die Analogie ihrer Zusammensetzung und der mikroskopischen Structur mit solchen Vorkommnissen, wo

[1]) Erläut. zu Sect. Grimma, pag. 33.

[2]) Verfasser konnte wegen Mangel an Aufschlüssen an genannten Orten keine unveränderte Grauwacke sammeln. Der betreffende Steinbruch bei Böhlen z. B. ist zur Zeit verrast und mit mannshohen Fichten bewachsen.

Digitized by Google

typische Contactgrauwacken mit unveränderten in ununterbrochenem Verbande angetroffen werden, keinen Zweifel über ihre Provenienz entstehen.

An der Zusammensetzung der veränderten Grauwackefragmente im Granitporphyr betheiligen sich stets Quarz, Feldspath und Cordierit, bisweilen auch Biotit in erheblicher Menge. Accessorisch treten Magnetit und Titaneisen, Apatit, Zirkon und Titanit in weiterer Verbreitung auf, Pyrit, Eisenglanz, Rutil und rother Granat, sowie Pyroxen ganz vereinzelt. Gänzlich fehlt der für die contactmetamorphen Grauwacken der Lausitz so charakteristische Muscovit. Man sollte ihn umso eher in den gleichen Gesteinen aus dem Granitporphyr erwarten, als sich derselbe ziemlich reichlich in den umgewandelten Grauwacken von Zschocher bei Leipzig und von Clanschwitz bei Oschatz findet. Der erstgenannte Ort aber liegt in der westlichen, der zweite in der östlichen Fortsetzung desselben Grundgebirgssattels, welchem auch die im Granitporphyr eingeschlossenen Bruchstücke entstammen. Zur Unterscheidung von den umgewandelten Schiefergesteinen sei bemerkt, dass sich in den contactmetamorphen Grauwacken weder Andalusit, noch Sillimanit, noch grüner Spinell vorfindet.

Der Quarz tritt in sehr wechselnden Dimensionen auf. Manche seiner Partien, aus recht kleinen Elementen zusammengesetzt, erinnern noch sehr an die ehemals klastische Natur des Gesteins. Verstärkt wird dieser Eindruck beim Durchmustern der Präparate durch grössere, meist scharfkantige Quarzsplitter, die sich manchmal in grosser Zahl einstellen und meist einheitliche Individuen repräsentiren. In anderen Grauwackebruchstücken dagegen gewinnt der Quarz mehr und mehr „Pflasterstructur", wobei zwar die einzelnen Körner in der Regel 0·15 Millimeter Durchmesser im Mittel nicht überschreiten, in einigen Schliffen aber mit 0·4 Millimeter Durchmesser das Maximum der Dimensionen erreichen, welche insgesammt unter den Beuchaer Grauwackeeinschlüssen beobachtet wurden.

Diese eigenthümliche Structur tritt mitunter nur striemenweise auf, beherrscht aber in anderen Fällen den ganzen Schliff. Quarz, Feldspath und Cordierit erscheinen dann in annähernd gleich grossen, polygonal begrenzten Körnern, die mit ihrem geradlinigen Abstossen ein ungemein charakteristisches Aussehen gewinnen (Fig. 1) und sich dadurch auf den ersten Blick von archäischen Schiefergesteinen unter-

Digitized by Google

scheiden, deren Gemengtheile zackig oder wellig in einander verschränkte Contouren aufzuweisen pflegen. Es tritt demnach der Quarz der Beuchaer Grauwackeeinschlüsse in ganz derselben Form auf, wie sie Sauer aus Gesteinen des Contacthofes am Meissner Syenit-Granitmassiv[1]), Herrmann und Weber aus der nördlichen Lausitz[2]), Beck aus der Gegend von Berggiesshübel[3]) beschrieben, und die seitdem an so zahlreichen Gesteinen anderer Contacthöfe nachgewiesen wurde, so dass man wohl berechtigt ist, in ihr ein Hauptkennzeichen für die contactmetamorphe Natur der betreffenden Felsarten zu erblicken, auch wenn diese, wie in vorliegendem Falle, als völlig isolirte Bruchstücke auftreten.

Dagegen gestattet letzterer Umstand keine Entscheidung darüber, inwieweit die oben angedeuteten Structurmodificationen, welche einen vollkommenen Uebergang von stark klastischer bis zur vollendetsten, hochkrystallinen Ausbildung umfassen, von der Entfernung des metamorphosirenden Tiefengesteins abhängen. Mit der Grösse der Einschlüsse stehen sie in gar keinem Zusammenhange, eine Thatsache, welche gegen eine Umwandlung von Seiten des Granitporphyrs spricht. Der Umstand, dass die Structur bisweilen in einem und demselben Schliffe wechselt, deutet darauf hin, dass auch die ursprüngliche Beschaffenheit der Gesteine von Einfluss gewesen ist, so etwa, dass die Stücke mit voll entwickeltem Pflasterbau aus dichten, dem Grauwackeschiefer ähnlichen Gesteinen hervorgingen, während die übrigen wohl ursprünglich splitterreiche Grauwacken waren, deren gröbere Gemengtheile sich naturgemäss einer Umwandlung weit weniger zugänglich erwiesen als die feineren, schlammartigen.

Ausser der Pflaster- oder Bienenwabenstructur tritt am Quarze auch der für Contactgesteine so charakteristische Ueberreichthum an Interpositionen auf. Die bemerkenswertesten derselben sind runde oder sechsseitige Biotitschüppchen, welche oft im Centrum des Quarzkornes gehäuft liegen. Bereits Sauer wies auf die Biotitführung der Contactquarze hin.[4]) Besonderes Interesse aber beanspruchen die Glimmerscheibchen der vorliegenden Einschlüsse wegen der Umwandlungen, welche sie durch den Granitporphyr erlitten haben. Häufig

[1]) Erläut. z. Sect. Meissen, pag. 43.
[2]) N. Jahrb. f. Min. 1890, II, pag. 187.
[3]) Min. u. petr. Mittheil. 1892, pag. 310.
[4]) Erläut. z. Sect. Meissen, pag. 43.

Digitized by Google

tragen die winzigen, braunen Täfelchen auf einer oder auf beiden Seiten schmale Säume eines lichtbräunlichen Glases mit Bläschen. Anderswo überwiegt das Glas; vom Biotit ist nur noch ein geringer Rest vorhanden, neben ihm die nicht eingeschmolzenen Eisenerz- und Zirkonkryställchen, welche er bisweilen als Einschlüsse führt. Endlich trifft man gar nicht selten reine Glaseinschlüsse von rundem, sechsseitigem oder rhombischem Umrisse, welche sich durch nichts von solchen der Quarze eines Quarzporphyrs unterscheiden. Ihre Diagonalen fallen dann, wohl infolge einer Corrosionswirkung, mit den Auslöschungsrichtungen des sie beherbergenden Quarzkornes zusammen. Da bisher in keiner durch Einwirkung eines Granites bedingten Contactgrauwacke Glaseinschlüsse nachgewiesen wurden und hier alle Uebergänge zu ihnen existiren vom unverletzten Biotitschüppchen an, so lag es nahe, sie als secundär zu deuten und der Wirkung des Granitporphyrs zuzuschreiben. Aus einem gneisartigen Einschlusse desselben Porphyrs beschrieb v. Chrustschoff gleiche secundäre Glaseinschlüsse[1]), wies in der ergebnisreichen Arbeit auf eine Fülle von Details bei ihrer Entstehung hin, nannte andere Vorkommnisse derselben Erscheinung und erbrachte den experimentellen Beweis für ihre nachträgliche Bildung. Ausser Biotit und Glas führen die Quarze noch Flüssigkeitseinschlüsse mit zum Theil recht lebhaft beweglicher Libelle, Schwärme von Gasporen, vereinzelte Zirkonkryställchen, die bisweilen modellscharf $P.\infty P$ zeigen, wasserhelle Apatitnädelchen, Eisenerzblättchen, die nach dem häufigen Auftreten von Sechseckschnitten wohl dem Titaneisen zuzurechnen sein dürften, und eine Menge runder, stark lichtbrechender, wasserheller Körnchen, deren Natur sich nicht ermitteln liess. Seltener finden sich getrübte Feldspathkörnchen und solche von zersetztem Cordierit im Quarze eingeschlossen.

Die Anzeichen für ein Weiterwachsen der Quarzkörner sind sehr spärlich; vielleicht ist eine bisweilen vorhandene zonenförmige Lagerung der Einschlüsse dahin zu deuten. Unverkennbar aber treten sie an solchen Quarzkörnern auf, welche kleine Spalten des Gesteins erfüllen. Es trägt dann der klare, der Spaltenwand ansitzende Theil des Quarzes wie auch des gleichfalls mitbetheiligten Feldspathes eine trübe Kappe, welche von reihenweise angeordneten Einschlüssen

[1]) Min. u. petr. Mittheil. 1882, pag. 473.

Digitized by Google

strotzt. Hier ist also der neugebildete Theil trüb, während sich doch sonst in der Gesteinswelt die „ergänzende Kieselsäure" durch ihre Reinheit von dem trüben alten Kerne abhebt. Die scharfe Trennungslinie beider Regionen entspricht im vorliegenden Falle oft Krystallflächen. Den übrigen Hohlraum erfüllen, von den Rändern her hineinschiessend, dichte Büschel grüner, seltener schmutzig lehmgelber Nadeln von radialstrahliger Anordnung und schwachem Pleochroismus, bisweilen auch viele faserige Kügelchen derselben Substanz, welche manche Aehnlichkeit mit den Zersetzungsproducten des Cordierites hat. In einigen Fällen ist der innerste Raum von einem hellen, schwach irisirenden Schuppengewirr besetzt, welches an Sericit erinnert.

Der Feldspath, mindestens zur Hälfte Plagioklas, tritt mehr oder minder reichlich in jedem der gefundenen Grauwackeeinschlüsse auf. Bald ist er wasserhell und zeigt deutlichste Lamellirung, bald getrübt und dann nicht vom Orthoklas zu trennen, wenn nicht Reste der Zwillingsstreifung seine Natur verrathen. Nicht selten sind kurze Rechtecke von Plagioklas untereinander parallel in grossen Orthoklaskörnern eingewachsen. Gegen Quarz gewahrt man bisweilen selbstständige Contouren am Feldspathe, nicht aber gegen Cordierit, der ihn in seiner räumlichen Ausbreitung gehindert hat und so stellenweise seine Umrisse bestimmt. Die Krystallisirung des Feldspathes scheint demnach vor der des Quarzes, aber nach der des Cordierites erfolgt zu sein. Interpositionen finden sich im Feldspathe viel spärlicher als im Quarze; ein gut Theil derselben mag wohl durch die Trübung verdeckt oder zerstört worden sein. Neben Apatit und Eisenerz trifft man in ihm rundliche Cordieritkörner, Biotitschüppchen und sehr selten einmal Glaseinschlüsse. Mehr noch als die auffallende Frische vieler Plagioklas- und Orthoklasschnitte spricht die stylgerechte Einfügung des Feldspathes in den Pflasterbau der Quarzkörner für seine Herausbildung durch Contactwirkung. Es liefern damit die contactmetamorphen Grauwacken von Beucha ein weiteres Beispiel für die recht häufige Neubildung von Feldspath in derartigen Gesteinen, welchen Vorgang Rosenbusch[1]) seinerzeit als ganz exceptionell und auf wenige Orte beschränkt erklärte, bis später Lossen[2]) und in weiterem Umfange die Untersuchungen der Lau-

[1]) Steiger Schiefer. 1877, pag. 226.

[2]) Lossen, Ueber die Eckergneisse. Jahrb. d. k. preuss. geol. Landesanst 1888, pag. 37.

Digitized by Google

sitzer Contacthöfe, aber auch eine Fülle anderer Studien zum Theil weit entlegener Gebiete diese Ausnahmestellung aufhoben.

Cordierit fehlt in keinem Grauwackeeinschlusse, ist aber nur in ganz seltenen Fällen frisch zu finden. Er erscheint alsdann im Dünnschliffe in blassvioletten, deutlich pleochroitischen Körnern von rundlicher oder rechteckiger Form und enthält ziemlich reichlich Biotitschüppchen eingelagert, spärlicher Eisenerzkörner, noch seltener vereinzelte Apatitsäulchen und hie und da ein Zirkonkryställchen, umgeben von dem bekannten gelben, pleochroitischen Hofe. Die Zersetzung beginnt mit der Umwandlung in eine grüne, nahezu parallelfaserige Substanz, die im weiteren Verlaufe schmutzig gelbbraun wird. Immer noch werden die ursprünglichen Cordieritcontouren beibehalten. In diesem Stadium, wo bereits die eingelagerten Biotittäfelchen zerstört sind, ähnelt das Umwandlungsproduct am meisten unter all den zahlreichen Abkömmlingen des Cordierites dem Praseolith. Jetzt stellen sich auch eigenthümliche, stark lichtbrechende, bräunlichgelbe Körneraggregate ein, welche an Titanomorphit erinnern. Schliesslich bildet sich an irgend einer Stelle, mit Vorliebe zuerst um ein Erzkörnchen, ein radialfaseriges Kügelchen, andere folgen, ganze Kränzchen und Schnüre einer helminthähnlichen Substanz mit den schönsten Interferenzkreuzen treten hinzu, greifen immer weiter um sich und wuchern zuletzt über die Grenzen der ehemaligen Cordieritkörner hinaus. Diese Umwandlungsproducte sind bald flockenartig durch den ganzen Schliff zerstreut, bald zu Knoten gehäuft, die schon dem blossen Auge im Handstücke als dunkelgrüne Flecken erscheinen. Sie bestehen aus einer Menge kleiner, mitunter rechteckiger Körner, seltener aus wenigen grösseren. Zwischen ihnen liegen, eine typische Skeletstructur vermittelnd (Fig. 2), Quarzkörner, einzelne Biotitschuppen und stellenweise reichlich opake Stäbchen von Titaneisen. Bisweilen ordnen sich die Cordieritkörner oder ihre Derivate zu länglichen Kränzchen, die im Innern einen einheitlichen Orthoklaskern, seltener mehrere Feldspathkörner bergen. Meist liegen innerhalb des Ringes im Feldspathe ein bis zwei grosse, gewöhnlich scharf sechsseitige Biotittafeln und grosse Titaneisenkörner, während zwischen sie hindurch ein ganzer Schwarm rechteckiger oder rundlicher Cordieritkörnchen gestreut ist, die alle optisch einheitlich orientirt sind. Selten einmal greift der Feldspathkern über einen Theil des Ringes hinaus. Es ist dies ein weiterer Beleg für die

Digitized by Google

Festwerdung des Feldspathes nach der des Cordierites, und wenn man dazu noch die Thatsache berücksichtigt, dass der Quarz an einigen Stellen in ausgesprochenster Weise als Füllmasse zwischen den übrigen Gemengtheilen erscheint, dann ergibt sich auch hier wieder die oben genannte Reihenfolge: Cordierit, Feldspath, Quarz. Ein einzigesmal gelangte eine grobstriemige Anordnung des Cordierits zur Beobachtung, die schon am Handstücke hervortrat. In einem anderen Falle bildet der Cordierit scharfeckige Partien bis zu 5 Millimeter Durchmesser, welche dem Gesteine ein fast breccienhaftes Aussehen verleihen. Alle diese Verschiedenheiten in der Configuration der Cordieritkörner haben keinerlei ersichtlichen Einfluss auf die Ausbildungsweise oder das quantitative Verhältnis der übrigen Gemengtheile. Dagegen ist bemerkenswert, dass überall da, wo die Cordieritknoten lagenweise angeordnet sind, diese Streifen scharf am Granitporphyr absetzen und nicht etwa den Umrissen des Einschlusses parallel verlaufen. Es ist dies ein augenscheinlicher Hinweis darauf, dass der Cordieritgehalt bereits den Grauwackefragmenten eigen war, als diese vom Granitporphyr umhüllt wurden und er keineswegs auf die Einwirkung des letzteren zurückgeführt werden kann.

In den Erläuterungen zu den Sectionen Brandis, Grimma, Naunhof und Wurzen der geologischen Specialkarte des Königreiches Sachsen, welche kurz gefasste Mittheilungen über die in Rede stehenden Einschlüsse enthalten, wird Cordierit unter den Gemengtheilen der contactmetamorphen Grauwacken nicht erwähnt. Das „reichlich vorhandene, chloritartige Glimmermaterial", dessen Schalch gedenkt [1]), bezieht sich wohl auf die grünen Umwandlungsproducte dieses Minerals, wenn auch ihr Zusammenhang mit ihm zu jener Zeit (1882) nicht hervorgehoben wird. Anderseits weisen Herrmann und Weber [2]) auf das häufige Vorkommen des Cordierits in den umgewandelten Grauwacken der westlichen Lausitz hin, wo er namentlich in den flecken- nnd knotenführenden Varietäten zu finden ist.

Der Biotit bildet nicht nur die bereits erwähnten, winzigen Einschlüsse der Quarz-, Feldspath- und Cordieritkörner, sondern tritt auch in wechselnder Quantität als Gesteinsgemengtheil auf. Am spärlichsten

[1]) Erläut. z. Sect. Brandis, pag. 10.
[2]) N. Jahrb. f. Min. 1890. II, pag. 187.

Digitized by Google

biotitführend erweisen sich die Grauwackefragmente mit den geringsten Spuren contactmetamorpher Einwirkung und diejenigen mit der grosskörnigen, vollendet schönen Pflasterstructur. Beide Arten enthalten zugleich den spärlichsten Cordierit. In den übrigen Gesteinen ist der Biotit vorzugsweise in den Partien zersetzten Cordierites und an deren Rande angesiedelt. Vielfach findet sich im Innern der Cordieritknoten dicht von den grünen Umwandlungsproducten umgeben, eine einzige grosse, frische Biotitschuppe, deren Längsrichtung recht oft mit der des Knotens zusammenfällt. Das zwischen den letzteren gelegene Quarz-Feldspathmosaik ist dann in der Regel frei von Biotit. Der enge Zusammenhang des Glimmers mit Cordierit und mehr noch der Umstand, dass nicht selten die Hälfte eines zersetzten Cordieritkorns aus Biotit besteht, ja dass derselbe ganze Abschnitte der durchlöcherten Cordieritpartien ersetzt, deutet wohl auf eine Herausbildung dieses Biotits aus den Cordieritabkömmlingen durch den Granitporphyr. Ausser diesen finden sich seltener andere Glimmerschuppen in gleichmässigem Schwarme durch einzelne Schlieren oder durch das ganze Gestein verstreut. Immer zeigen dann die kleineren Täfelchen einfache, rechteckige, sechsseitige oder runde Contouren, die grösseren rundlich gelappte, die in den Cordieritknoten sitzenden gradlinig begrenzte, polygonale Umrisse. Zerschlitzte Formen, wie sie für den Glimmer archäischer Schiefergesteine charakteristisch sind, fehlen. Es ist dies eine Eigenthümlichkeit des Biotits in Contactproducten, welche sich constant auch anderwärts wiederholt.[1]) Interpositionen sind im allgemeinen spärlich vorhanden; man trifft Eisenerzkörner, Zirkonkryställchen mit dunklem Hofe und Apatitnadeln.

Das Eisenerz ist in den Grauwackeeinschlüssen als Titaneisen, Magnetit und ganz vereinzelt als Pyrit vertreten. Ersteres herrscht bei weitem vor und findet sich mitunter in ganzen Schwärmen kreuz und quer liegender, opaker Stäbchen, die im Mittel nur 0,05 Millimeter Länge und 0,008 Millimeter Dicke erreichen. Neben ihnen trifft man oft scharf umzogene Sechsecke. Seltener ist eine Ueberrindung von weissem Titanit und nur an besonders grossen Körnern das charakteristische Auftreten von Lamellen zu beobachten, welche sich unter einem Winkel von nahezu 120° schneiden. Auf Magnetit verweisen quadratische Formen und braune Zersetzungshöfe. Wie geringfügig

[1]) Min. u. petr. Mittheil. 1892, pag. 310.

Digitized by Google

er unter den schwarzen Körnern vertreten ist, sieht man an Dünnschliffen, die nach der Behandlung mit *HCl* deren kaum merklich weniger aufweisen. Nicht alle Präparate lassen Pyrit erkennen, der bald in winzig kleinen, blitzenden Kryställchen, bald in grösseren Körnern auftritt, letztere bisweilen von einem Magnetit- und Brauneisenhofe umzogen. Ein Theil derselben gehört wegen seines abweichenden, bronzegelben Glanzes dem Magnetkies an. Zirkon, im ganzen nicht selten, wurde öfter in Körnern bis zu 0,1 Millimeter Länge bei 0,08 Millimeter Dicke angetroffen; die neben ihnen vorkommenden, sehr kleinen Individuen sind als wohlumgrenzte Kryställchen ausgebildet. Vom Apatit trifft man ausser kurzen, gedrungenen, rundlichen Formen sehr lange und schlanke Nadeln, welche manchmal aus einem Pflasterkorn in das benachbarte hinübersetzen. Recht häufig enthalten die an einigen Stellen zu förmlichen Nestern zusammengedrängten Apatite runde oder lang stäbchenförmige Einlagerungen von lichtbrauner Farbe längs der Hauptaxe, seltener zeigen die Enden die Pyramidenfläche, öfter einen längeren oder kürzeren, fingerförmigen Ansatz, gleichsam eine verjüngte Fortsetzung des Säulchens. Als Ausnahme zeigte sich ein einziges Mal einer jener grossen, wie dicht bestäubt und daher bräunlich erscheinenden Apatite, wie man sie in jüngeren Eruptivgesteinen findet. Zu den seltensten Mineralien gehören Granatkörner [1]), Epidot, goldgelbe Rutilkryställchen und rothbraune Täfelchen von sechsseitigem Umrisse und überaus starkem Metallglanz, welche wohl dem Eisenglanz angehören.

Einige der cordieritreichsten Grauwackehornfelse enthalten monoklinen Pyroxen, wenn auch nirgends frisch, sondern gänzlich in eine trübe, chloritartige Masse umgewandelt. Die Körner und Säulchen sind gewöhnlich zu Nestern und Lagen gehäuft und treten in besonders schönen und zahlreichen Individuen in unmittelbarer Nähe porphyrischer Spalterfüllungen auf. Vielleicht verdanken sie einer Imprägnation vom Pyroxen-Granitporphyr her ihr Dasein.

Zwischenlagen der Grauwacke. Die Grauwackebänke der Deditzhöhe bei Grimma wechsellagern mit „4 Centimeter starken Schichten eines grünlichen Thonschiefers [2])." Aehnliche schieferige Zwischenlagen enthält auch die gleich der vorigen unveränderte

[1]) Erläut. z. Sect. Brandis, pag. 10.
[2]) Erläut. z. Sect. Grimma, pag. 5.

Digitized by Google

Grauwacke von Otterwisch.[1]) Sie finden sich unter den Einschlüssen wieder in einem metamorphen Grauwackeblock von 3 Meter Durchmesser. Doch ist aus dem mürben, bröckeligen Schiefer eine fast hornsteinartig dichte, schwarzgrüne Masse geworden. Sie erweist sich unter dem Mikroskop als ein sehr kleinkörniges Gemenge, in welchem bald Quarz, bald chloritische, bald solche und sericitische Glimmerschuppen vorherrschen. Eisenerz fehlt nahezu ganz. Dagegen ist eine Unmenge kleiner Epidotkörnchen vorhanden, zu welchen noch Zirkone, gedrungene Apatitsäulchen und Titanitkörner treten. Dieses Gewirr ist von Adern grösserer, unregelmässig zackiger Quarzkörner durchzogen, welche ausser den an der Gesteinszusammensetzung betheiligten Mineralien Flüssigkeitseinschlüsse und Gasporen, in einem Dünnschliffe so reichlich Apatitnädelchen führen, dass 105 Stück in einem einzigen Korne gezählt wurden. Die Grenze des Gesteins gegen die Knotengrauwacke ist sehr scharf und fast der ganzen Länge nach durch ein noch nicht 1 Millimeter breites, quarzreiches Band ausgezeichnet. Feldspath wurde nicht gefunden, desgleichen keins der üblichen Merkmale contactmetamorpher Beeinflussung. Dies ist um so auffallender, als die umgebende Grauwacke sehr weitgehende Umwandlungen erfahren hat, und man gewöhnlich einem Schiefer mindestens die gleiche Empfindlichkeit gegen derartige Eingriffe zutraut. Ein Vergleich mit dem Gestein der unveränderten Zwischenlagen war nicht möglich, weil sich dasselbe wegen seines hohen Verwitterungsgrades nicht präparieren liess. Soviel aber steht fest, dass es nicht die ebenfalls aus Schiefern entstandenen gleich zu beschreibenden Cordierit-Andalusitgesteine mit ihrem Spinellreichthum geliefert hat.

II. Andalusit-Cordieritgesteine.

Charakteristisch ist für diese Familie den contactmetamorphen Grauwacken gegenüber der Gehalt an Andalusit und grünem Spinell, auch ihr dunkles, meist deutlich schiefriges Aussehen im Handstücke, während Cordierit, Quarz, Orthoklas, Biotit und von accessorischen Mineralien Eisenerz, Zirkon, Apatit und Granat beiden gemeinsam zukommen. Wenige Einschlüsse enthalten zudem noch Sillimanit.

[1]) Erläut. z. Sect. Naunhof, pag. 2.

Digitized by Google

Andalusit ist nur selten so spärlich vorhanden, dass es längeren Suchens bedarf, um seine kleinen, auf eng begrenzte Stellen des Präparates beschränkten Körner aufzufinden. Meist ist er reichlich und in mehr oder weniger deutlichen Säulen ausgebildet. Die gedrungenen, compacten derselben zeigen dann einen starken Pleochroismus, der sich in bekannter Weise durch das Auftreten morgenrother Flecken kundgibt, nicht aber auf den ganzen Durchschnitt erstreckt. Die langen schlanken Säulen, anscheinend aus lauter kleinen zusammengesetzt, lassen ihn meist ganz vermissen und bleiben bei einer diesbezüglichen Prüfung wasserhell. Die schönste Ausbildung zeigt der Andalusit eines granatreichen Hornfelses, an welchem er dem blossen Auge als seidenglänzende, bis 6 *mm* lange Nädelchen in radialstrahliger Gruppirung erscheint. Im Dünnschliffe sind seine Durchschnitte bald nahezu einschlussfrei, bald mit einer erstaunlichen Menge sehr winziger Biotitschüppchen, Spinellkryställchen und Eisenerzkörnchen angefüllt; unter letzteren überwiegen bei weitem Titaneisenstäbchen von durchschnittlich nur 0,006 *mm* Länge und weniger als 0,002 *mm* Dicke.

Der früher übersehene Cordierit ist recht oft mit blauer Farbe und Pleochroismus ausgestattet. Am deutlichsten tritt diese Erscheinung da hervor, wo eine Miniaturapophyse des Porphyrs zwischen den auseinandergewichenen Lagen des Contactgesteines sitzt. Es ist dies jedenfalls eine Wirkung des Granitporphyrs, welche der bekannten durch Glühen hervorgebrachten Farbenänderung des Cordierites entspricht. Selten nur bildet letzterer ähnliche Ringe um einen grossen Orthoklaskern, wie sie bei den Contactgrauwacken beschrieben wurden (Fig. 3), oder erscheint als Pflaster mit Biotitscheibchen und Eisenerzkörnchen, wie sie auch der Quarz bei solcher Gelegenheit enthält. Vor einer Verwechslung mit diesem bewahren gelbliche, pleochroitische Höfe um eingewachsene Zirkonkryställchen besonders dann, wenn die blaue Eigenfarbe fehlt. Ein einziger Dünnschliff nur birgt Nester von Durchwachsungsdrillingen des Cordierits (Fig. 4), zwar zersetzt, aber in aller nur wünschenswerten Schärfe und Regelmässigkeit schon im gewöhnlichen Lichte an der verschiedenen Richtung der Fasern zu erkennen, welche die Sectoren erfüllen. Vereinzelt treten splitterige, lichtbläuliche Cordieritkörner auf, welche eine entfernte Aehnlichkeit mit Korund besitzen. In jedem Dünnschliffe dagegen findet man ausgedehnte Partien grüner Umwandlungs-

Digitized by Google

producte, anscheinend dieselben, welche bei beginnender Alteration aus dem Cordierit der Contactgrauwacken hervorgehen. Sie stammen im vorliegenden Falle und zwar häufiger gleichfalls vom Cordierit; doch liefert auch der Andalusit derartige grüne Massen, welche im mikroskopischen Bilde völlig den aus Cordierit entstandenen gleichen. Die Zugehörigkeit der secundären Producte zu letzterem wird dadurch erwiesen, dass nicht selten Körner in der einen Hälfte frisch und blau, in der anderen zersetzt und grün sind; gleiches gilt von Andalusitsäulen. Zudem bewahren die Zersetzungsgebilde meist die Form des ursprünglichen Minerals, enthalten auch noch dieselbe Unmasse von Einschlüssen. Ein eigenthümlicher, intensiv milchig blauer Schimmer, welchen man im auffallenden Lichte unter dem Mikroskope bei einer gewissen Stellung an diesen grünen Partien gewahrt, rührt nicht von den eben erwähnten Interpositionen her, obwohl die grosse Mehrzahl derselben gleichfalls in einem gegebenen Momente unter sich übereinstimmend einspiegelt; denn beide Lichteffecte fallen nicht zusammen, und auch nahezu einschlussfreie Stellen zeigen dieselbe Erscheinung, frischer Cordierit und Andalusit dagegen trotz ebenso grosser Fülle von Fremdkörpern niemals. Viel eher dürfte die Ursache in der feinen Faserung zu suchen sein, welche sich mit beginnender Zersetzung einstellt. Die zahlreichen Zirkonkörner treten in den Umwandlungsproducten besonders deutlich hervor, weil jedes derselben einen dunklen Hof besitzt, welcher seine Intensität beim Drehen des Präparates nicht ändert. Die Andalusitsäulen schneiden durch die grünen Zersetzungsmassen, so dass letztere die Lücken und Winkel zwischen jenen erfüllen und dadurch die spätere Festwerdung des Cordierites documentieren. Auch das Pflaster aus Orthoklas- und Quarzkörnern setzt scharf an den Andalusitprismen ab. Die Grenzflächen der aneinander liegenden Pflasterkörner zeigen manchmal lichtbräunliche, fein verästelte Dendriten, sind auch in seltenen Fällen von ganz blassgrünen, winzigen Schüppchen umsäumt, die als Rhomben mit Winkeln von annähernd 120° oder als Sechsecke oder runde Scheibchen erscheinen. Sie sind vielleicht identisch mit dem aus Cordierit entstandenen, secundären Minerale; denn öfter findet man am Rande eines jener grossen Zersetzungsfelder vorpostenartig einen Schwarm ganz ähnlicher Täfelchen. Die Orthoklas- und Quarzkörner (Plagioklas wurde nicht gefunden) führen Einschlüsse von Biotit und Eisenerz, seltener Zirkon, Apatit und Spinell.

Digitized by Google

Alle diese Mineralien treten ausserdem auch im Gesteinsgewebe selbst auf, der Biotit in vereinzelten Nestern kleiner Schuppen, immer aber so spärlich, dass man dieses Mineral nicht zur Gesteinsbezeichnung verwenden und von Andalusitglimmerschiefern sprechen könnte. Die Eisenerzkörner geben sich bald durch ihre rostbraune Verwitterungsrinde als Magnetit, bald durch Leisten- und Sechseckform der Durchschnitte als Titaneisen zu erkennen. Selten finden sich Pyritkörner. Der grüne Spinell bildet häufig wohlausgeprägte Oktaeder, deren quadratische Schnittfiguren meist nur etwa 0,013 Millimeter Seitenlänge zeigen, auch bis auf weniger als den 6. Theil dieser Grösse heruntersinken, aber im Verein mit unregelmässig gestalteten, kleinen und bisweilen recht ansehnlichen Körnern durch ihre Fülle den Mangel an Grösse ersetzen. Deutlich sind vereinzelte Zwillinge nach O mit dem einspringenden Winkel zu erkennen. Ganze Schwärme von Körnern, scheinbar dem Magnetit angehörig, erweisen sich bei näherem Zusehen vermöge ihrer grün durchscheinenden Kanten als Spinell. Sillimanit in dichten Nadelbüscheln und -filzen findet sich in einigen der andalusitreichsten Einschlüsse. Ganz selten trifft man Rutilkörner und rothbraune, sechsseitige Eisenglanztäfelchen mit sehr lebhaftem Glanze. Oefter stellt sich rother Granat ein, dessen Körner dann bisweilen von Andalusitsäulen durchschnitten werden. Versucht man die Festwerdungsfolge der Hauptgemengtheile zu bestimmen, so erhält man als ersten Andalusit, als folgenden Cordierit, zuletzt Orthoklas und Quarz, für deren gegenseitiges Altersverhältnis keine Anhaltepunkte zu gewinnen waren.

Die Andalusit-Cordieritschiefer und -Hornfelse haben sich bis jetzt überall als Abkömmlinge von Phylliten oder von Thonschiefern erwiesen. Welcher der beiden Gruppen aber unsere Einschlüsse entstammen, lässt sich nicht entscheiden, weil beide nach Dalmer[1]) dieselben Contactproducte liefern, unveränderte Bruchstücke aber im Granitporphyr nicht gefunden werden. Für eine Ableitung von Phyllit scheint zwar der Umstand zu sprechen, dass auf Section Oschatz-Wellerswalde der geologischen Specialkarte des Königreichs Sachsen am Kirchhofe von Wellerswalde, d. i. in der nordöstlichen nicht vom Porphyr überfluteten Fortsetzung des bei Beucha in der Tiefe verborgen liegenden Sattels unveränderter Phyllit angegeben

[1]) Erläut. z. Sect. Kirchberg, pag. 25.

Digitized by Google

ist. Dieser fragliche „Phyllit“ zeigt indessen nach Klemm[1]) „eine so stark ausgebildete Trümmerstructur, dass sich über die urspüngliche Beschaffenheit keinerlei Vermuthung aussprechen lässt“. Es ist nicht unwahrscheinlich, dass er ein Glied der dortigen Grauwackezone bildet; jedenfalls aber kann er nicht zur Bestimmung der primären Natur der Einschlüsse im Granitporphyr herangezogen werden. Dalmer gibt an, dass sich im Contacthofe der Schneeberger Gegend (im sächsischen Erzgebirge) die Umwandlungsproducte der oberen Abtheilung der Phyllitformation durch die Führung von unregelmässig körnigem, die der unteren Stufe durch lang leistenförmigen Andalusit auszeichnen. Beide Typen finden sich auch unter den Einschlüssen von Beucha und Umgebung wieder. Ob man es hier, sofern überhaupt in der Tiefe Phyllit lagert, mit einer ähnlichen Zweitheilung zu thun hat, muss unentschieden bleiben. Es liesse sich auch an verschiedene Grade der Metamorphose denken.

An die eben beschriebene Gruppe umgewandelter Schiefer reiht sich am besten folgendes Gestein.

Im Granitporphyr von Beucha fand sich ein $^3/_4$ Meter grosser Einschluss eines Sillimanit-Cordierithornfelses mit geringem Gehalte an Orthoklas. Es ist ein compactes, dunkelgrünes Gestein mit unregelmässigen, weissen Flecken und von Porphyradern durchzogen. Das grüne Mineral zeigt im Handstücke und im Dünnschliffe bei gewisser Stellung den pag. 478 erwähnten blauen Schiller und erweist sich unter dem Mikroskope als umgewandelter Cordierit. Er bildet die Hauptmasse des Gesteins und enthält zahlreiche, von gelben oder olivengrünen Höfen umgebene Zirkonkörner, seltener solche von Eisenerz (meist Titaneisen) und grünem Spinell, sowie kleine, braune Biotitschuppen von fast durchweg scharfer Sechseckform. Die schneeweissen Partien sind Haufen dicht verfilzter Sillimanitnädelchen, welche auch, obwohl viel lockerer gestreut, den Cordierit der nächsten Umgebung erfüllen, den Orthoklas aber meiden. Sie sehen an den Enden wie kurz zerfasert aus, etwa wie ein splitterig zerbrochener Holzstab. Der Orthoklas, wasserhell und bis auf sehr kleine, aber scharf ausgebildete Zirkonkryställchen fast einschlussfrei, betheiligt sich nur in untergeordnetem Grade an der Zusammensetzung des Gesteins und erfüllt die Lücken zwischen

[1]) Zeitschr. d. d. geol. Ges. 1892, pag. 551.

Digitized by Google

den Cordieritkörnern. Quarz findet sich in ganz vereinzelten Körnchen, Andalusit gar nicht

Es ist möglich, dass dieses Gestein der Gruppe der contactmetamorph veränderten Schiefergesteine angehört. Die Combination Cordierit—Sillimanit—Orthoklas—Spinell findet sich auch bei dieser; der Andalusit scheint in vorliegendem Einschlusse durch den chemisch gleichwertigen Sillimanit ersetzt zu sein. Indessen entspricht die Zusammensetzung (abgesehen von dem accessorischen Spinell) auch jenen cordieritreichen Lagen und Nestern im Cordieritgneise des benachbarten Granulitgebietes, welche „vollkommen körnige, sehr zähe Aggregate von Feldspath und wenig Quarz, sowie von Cordierit, ohne eine Spur von Flaserung“[1]) bilden und ausserdem reichlich Sillimanit in ganz ähnlichen Nadelbündeln enthalten. Angesichts des Auftretens von Granuliteinschlüssen im Granitporphyr wäre das Vorkommen von solchen eines Cordieritgneises gar nicht verwunderlich.

Fast ganz aus Sillimanit besteht ein Gesteinsbrocken, welchen Sauer aus dem pyroxenarmen Quarzporphyr der Section Naunhof beschreibt.[2]) Dort „wurde ein bis wallnussgrosser Einschluss einer blendend weissen, dichten Mineralsubstanz gefunden, welche auf den splitterigen Bruchflächen einen schwachen, atlasartigen Schimmer entwickelt. Die mikroskopische Untersuchung ergab, dass diese Substanz aus einem filzartig verwebten Aggregat farbloser langer, quergegliederter oder wie zerbrochen erscheinender Nädelchen zusammengesetzt wird, die bald wirr durcheinander liegen, bald garben und bündelähnlich angeordnet sind. Diese höchst charakteristische Erscheinungsform dürfte umsomehr auf Fibrolith deuten, als auch die übrigen physikalischen Eigenschaften dieses Aggregates damit nicht im Widerspruche stehen.“ Dem ist noch hinzuzufügen, dass der Dünnschliff auch noch geringe Mengen von Quarz und Zirkon, sowie Körnerzüge eines andalusitähnlichen Minerales und an der Grenze gegen den Porphyr reichlich Octaeder und Körner von grünem Spinell enthält.

III. Granulite.

Das ausgezeichnet planparallele Gefüge der betreffenden Einschlüsse[3]) wird, wie das Mikroskop zeigt, hauptsächlich bedingt

[1]) H. Credner, Das sächs. Granulitgeb. u. s. Umgeb. 1884, pag. 13.

[2]) Erläut. z. Sect. Naunhof, pag. 6.

[3]) In den Erläut. z. Sect. Brandis, pag. 10, werden „Gneisfragmente“ erwähnt.

Digitized by Google

zustande kommt, eine irrthumsfreie Bestimmung. Biotit, bald frisch, bald chloritisch zersetzt und voll Eisenerzkörnchen, bedingt durch striemenweise Anreicherung die dunkle Farbe einzelner Lagen. Die accessorischen Gemengtheile Zirkon, Eisenerz, Apatit (selten im Gneis, reichlich im Porphyr), vereinzelte Rutil- und Titanitkörner, letztere in einem einzigen, quarzreichen Einschlusse vorhanden, welcher auch wasserhelle, stark lichtbrechende Körnchen unbekannter Natur mit morgensternartig ansitzenden Nädelchen birgt, bieten nichts Bemerkenswertes. Granat wurde nicht beobachtet. Derartige Gesteine zeigen keine Merkmale von Contactwirkung. In anderen, recht ähnlichen und ebenso aufgeblätterten Einschlüssen stellen sich in verschiedenem Umfange fast biotitfreie Nester und Lagen von Quarz und Feldspath ein (Orthoklas und Plagioklas), welche ausgeprägte Pflasterstructur zur Schau tragen. Sie beschränkt sich immer auf die Zwischenlagen und greift nicht auf die biotitführenden Granulitlagen über. Die Quarzkörner enthalten wie in anderen Contactgesteinen kleine Biotitscheibchen, die mitunter theilweise oder ganz zu Glas eingeschmolzen sind. Dies ist ein Hinweis darauf, dass Pflasterkörner und Biotitschuppen den Einschlüssen schon vor ihrer Umhüllung durch den Granitporphyr eigen waren.

Um die Uebereinstimmung des bei Beucha in der Tiefe liegenden Granulitcomplexes mit dem des benachbarten sächsischen Mittelgebirges noch mehr zu vervollständigen, finden sich im Granit- wie auch im Quarzporphyr Fragmente von Pyroxengranulit. Diese dunklen biotitreichen Gesteine zeigen bisweilen schon im Handstücke eine prächtige Fältelung, manchmal auch erst im Dünnschliffe. Unter dem Mikroskope weist das Aggregat der Quarzkörner in allen derartigen Einschlüssen mit Ausnahme eines einzigen Pflasterbau auf, der aber immer nur auf eng begrenzte Streifen oder Nester beschränkt ist. Das zwischen solchen liegende Quarz-Feldspathgemenge dagegen gewährt ganz denselben Anblick wie in einem typischen Pyroxengranulit. Auch der Biotit zeigt überwiegend die für archäische Schiefergesteine charakteristischen zerschlitzten Formen. Seine Anordnung in wellig gebogenen Lagen bedingt hauptsächlich die Schieferung der Fragmente. Meist an diese Biotitlagen gebunden stellen sich rechteckige oder rundliche Cordieritkörner ein, gewöhnlich sehr deutlich blau, auch mit gelben, pleochroitischen Höfen um eingeschlossene Zirkonkryställchen. Zu letzteren gesellen sich als

Digitized by Google

weitere Interpositionen Eisenerz, Biotit, Pyroxensäulchen, seltener Quarz und Apatit, d. s. mit Ausnahme des Feldspathes sämmtliche Gemengtheile des Gesteins. Der Cordierit gibt sich dadurch als einer der zuletzt festgewordenen Bestandtheile kund. Drillingskrystalle sind hier ebenso wenig als in den früher beschriebenen Grauwacken ersichtlich, obwohl die durchgehends grosse Frische des Minerals einer Beobachtung derselben günstig wäre. Zur Knoten- oder Ringbildung kommt es niemals; dagegen macht sich öfter eine lineare Anordnung des Cordierites im Dünnschliffe bemerkbar. Die Zersetzungserscheinungen, welche die blauen Körner sehr oft nur an einer Hälfte aufweisen, gehen nirgends über das allererste Stadium der auf pag. 472 beschriebenen hinaus.

Grosse, wasserhelle Orthoklase (in seltenen Fällen Karlsbader Zwillinge) enthalten zahlreiche Biotitschuppen, Eisenerzkörner und Pyroxensäulchen, spärlich Quarz und Apatit. Die stets kleineren Plagioklase sind bei weitem einschlussärmer und lassen wenige Male eine gleichzeitige Zwillingsbildung nach dem Albit- und Periklingesetz erkennen.

Pyroxen erscheint theils in Körnern, häufiger aber in rundum ausgebildeten, säuligen Krystallen, deren grösste 0,7 Millimeter Länge bei 0,15 Millimeter Dicke erreichen. Die stets gerade Auslöschung verweist auf das rhombische Krystallsystem, der sehr deutliche Pleochroismus (graugrün—bräunlichroth) auf Hypersthen. Er ist ausnahmslos frisch (Fig. 5); selten macht sich eine von den Quersprüngen ausgehende Umwandlung in eine faserige bastitartige Masse bemerkbar. Nach Interpositionen sucht man meist vergebens; selten einmal sitzen Eisenerzkörnchen oder Biotitschüppchen darin. So liegt der Pyroxen mehr oder minder reichlich bald in Striemen geordnet, bald nahezu gleichmässig vertheilt im Gesteine. Man findet seine Krystalle einzeln oder zu ähnlichen Knäueln geballt, wie sie manche Basalte beherbergen.

Seltener stellen sich 3—5 grosse, scheinbar aus lauter Theilkörnern aufgebaute, säulige Formen radial, ohne indessen mehr als den vierten oder dritten Theil eines Kreises zu füllen. Die meist wohlgebildete Krystallform, die geringe Menge fremder Einschlüsse und der Umstand, dass der Pyroxen seinerseits im Quarz, im Feldspath, im Cordierit, fast nie im Biotit eingewachsen gefunden wird, lassen ihn neben letzterem als eine der frühesten Festwerdungen des

Digitized by Google

Gesteins erkennen. Von accessorischen Gemengtheilen sind Zirkon, Apatit und Eisenerz vertreten, letzteres überwiegend dem Magnetit angehörig, wie die zahlreichen, rothbraunen Umwandlungsproducte darthun, die im auffallenden Lichte besonders deutlich hervortreten. Vereinzelt finden sich neben Titaneisen Körneraggregate von Pyrit. Zu den in Rede stehenden Einschlüssen gehören jedenfalls auch zwei Handstücke aus derselben Fundstelle, welche in der Fältelung, dem Biotitreichthum, der Cordieritführung, den stellenweise auftretenden Pflasterpartien und dem unverändert gebliebenen Quarz-Feldspathmosaik ganz mit den eben beschriebenen übereinstimmen, aber keinen Pyroxen enthalten. Sie dürften am wahrscheinlichsten als pyroxenfreie Zwischenlagen aufzufassen sein, zumal zwei Dünnschliffe der Hypersthen führenden Gesteine diesen nur an einer Ecke des Präparates aufweisen, im übrigen aber das Bild cordieritbaltiger Quarz-Biotitschiefer darbieten.

Es sind demnach unter der ganzen vorstehenden Einschlussgruppe mit Sicherheit normale, biotitführende und Pyroxengranulite wiederzuerkennen. Die vom Granitporphyr aufgeblätterten Fragmente lassen zwar keinen mikroperthitischen Feldspath erkennen, gehören aber wegen ihres ausgezeichnet planparallelen Gefüges mit grosser Wahrscheinlichkeit ebenfalls hieher.

Die auf Blatt Wellerswalde und Riesa der geologischen Specialkarte im Gebiete des Strehla-Liebschützer Granites eingetragenen Gneise und Granitgneise kommen bei Beurtheilung der Frage, ob im Untergrunde des Granitporphyrs vielleicht auch die Gneisformation anstehen und Fragmente an den Granitporphyr abgegeben haben möge, nicht mehr in Betracht, seitdem dieselben nach Analogie mit ähnlichen Quetschungsproducten der Lausitz von der geologischen Landesuntersuchung als flaserige, dynamometamorphe Modificationen des Granites erkannt worden sind.[1])

IV. Quarzbrocken.

Scharfkantige Bruchstücke von Quarz finden sich nicht nur im Granitporphyr, sondern auch im Pyroxen-Quarzporphyr. Ihre Dimensionen schwanken zwischen Haselnuss- und Kopfgrösse. Bald sind es rauchgraue, compacte Massen von ausgezeichnetem Fettglanz, bald

[1]) Vergl. auch Klemm, Zeitschr. d. d. geol. Ges. 1893, pag. 550.

Digitized by Google

Haufwerke von kokkolithartiger Structur, deren ebenflächig begrenzte Körner im Mittel 4—5 Millimeter Durchmesser haben. Sie sind von einer dünnen Haut eines grünen, erdigen Minerales umgeben und lassen sich ziemlich leicht aus ihrem Verbande lösen. Ein einziges Bruchstück zeigt eine stengelige Absonderung. In der Pellucidität herrschen alle Abstufungen vom rauchbraun klaren bis zum milchig trüben Quarze; sie stehen aber ebenso wenig als die Structurunterschiede in ersichtlichem Zusammenhange mit der Grösse der Fragmente, wechseln auch mit einer einzigen Ausnahme nicht an ein und demselben Stücke und sind demnach wohl schon vorhanden gewesen, ehe der Porphyr die Bruchstücke umschloss. Dabei sind einige geborsten; Porphyrmagma drang in die Spalten. Der Quarz enthält meist zahlreiche Flüssigkeitseinschlüsse, schlauchförmig oder rund und von 0·03 Millimeter Durchmesser bis zur Punktfeinheit herabsinkend. In gleicher Häufigkeit trifft man Gasporen. Der Dünnschliff eines nur wenig trüben Quarzes enthält beide Arten von Einschlüssen in so unglaublichen Mengen, dass er bei schwacher Vergrösserung wie dicht bestäubt aussieht. Das Zahlenverhältnis der Gas- und Flüssigkeitsporen ist in nächster Nähe der Porphyrgrenze kein merklich anderes als an entfernteren Stellen. Im ganzen seltener sind Glaseinschlüsse; wo sie aber auftreten, da liegen sie in solcher Menge, dass sich einmal im Gesichtsfelde bei 200facher Vergrösserung über 600 zählen liessen. An einer solchen Stelle fehlen Flüssigkeitseinschlüsse und Gasporen ganz, wie sich auch umgekehrt Glaseinschlüsse nicht unter jene mengen. Sie zeigen sehr oft Rhombenform und sind dann sämmtlich so orientirt, dass ihre Diagonalen mit den Auslöschungsrichtungen des Quarzes zusammenfallen. Für ihre secundäre Bildung fehlen alle Anzeichen; der Quarz führt weder Biotitschüppchen noch andere Mineralkörperchen, auch lassen sich im Glase keine ungeschmolzenen Reste von solchen finden. Ein Beweis gegen die nachträgliche Bildung ist dies indessen nicht. Erhielt doch Arth. Becker in völlig einschlussfreiem Olivin, welchen er in geschmolzenen Basalt eintrug, auch Glaseinschlüsse.[1]) Die Quarzfragmente stammen zum Theil wenigstens sicher aus Spalterfüllungen der Grauwacke, denn es fanden sich Stücke noch im Zusammenhange mit solcher. Auch ist die unveränderte Grauwacke der Deditzhöhe bei

[1]) Zeitschr. d. d. geol. Ges. 1881, pag. 40.

Digitized by Google

Grimma — ein Gestein desselben Sattels — von zahlreichen, theilweise armstarken Quarztrümmern durchflochten. Für eine andere Herkunft fehlen alle Anhaltspunkte. Mit den für Phyllitquarze charakteristischen Chloriteinlagerungen hat die oben erwähnte grüne Ueberrindung der kokkolithartig gehäuften Quarzkörner nichts gemein.

V. Amphibolit.

Er gehört zu den seltensten Einschlüssen. Sauer fand ihn in den jetzt verwachsenen Granitporphyrbrüchen von Ammelshain. Es ist ein dunkelgrünes, mittelkörniges Gestein, „welches alle Eigenthümlichkeiten der in der archäischen Formation so sehr verbreiteten Amphibolite zur Schau trägt und neben der vorwiegenden Hornblende aus Quarz, wenig Plagioklas und Orthoklas, Titaneisen und vereinzelten knieförmigen Rutilzwillingen besteht".[1]) Ausserdem trifft man den Rutil in Nadeln und sternförmigen Gruppen solcher, dazu in geringer Menge Zirkon, Biotit und Titanit. Der Biotit ist leicht mit Hornblende zu verwechseln, welch letztere nicht immer olivengrün, sondern in manchen Körnern ganz ähnlich braun gefärbt ist wie jener. Die verworren strähnig gerichtete Hornblende enthält im Centrum ihrer säuligen Individuen mitunter ein Netzwerk von Titaneisenlamellen, deren Schnittwinkel um 60° herum schwankt, bald auch rundliche Quarzkörner eingelagert. Contactwirkungen sind an dem Gesteine nicht zu erkennen. Andere körnige Amphibolite aus dem Granitporphyr des Wachtelberges bei Wurzen führen nach Nessig „sammt und sonders umgewandeltes Titaneisen".[2])

VI. Diabas.

Es sind dichte, schmutzig grüne, verwitterte Gesteine. Am besten sind im Dünnschliffe Plagioklasleistchen zu erkennen, die oft sternförmige Gruppen bilden, immer aber den grünen, viriditischen Zersetzungsproducten gegenüber selbständig contourirt sind, so dass letztere als Füllmasse erscheinen. In diesem kleinkörnigen Grundgewebe, an dem sich auch Quarzkörnchen, Eisenerz und Epidot, in einem Stücke ausserdem noch Biotit und wenig Titanit betheiligen,

[1]) Erläut. zu Sect. Naunhof, pag. 8.

[2]) Min. u. petr. Mittheil. 1883, pag. 85.

Digitized by Google

liegen porphyrische Ausscheidungen von zersetztem Plagioklas und ebensolchem Augit, der in vielen Fällen scharf seine ehemaligen Umrisse gewahrt hat. Quarz und Feldspath enthalten nicht selten eine grosse Menge dünner, langer Apatitnädelchen, der Quarz ausserdem sehr spärlich Biotitschüppchen und Glaseinschlüsse. Letztere sind möglicherweise auch hier, wie in den Grauwackenhornfelsen und Granuliten, aus Biotit hervorgegangen.

Es seien hier, weil vielleicht auf ehemalige Diabastuffe zurückzuführen, die Bruchstücke von Epidothornfels angeschlossen. Diese dichten, grünlichgrauen Gesteine enthalten sämmtlich ganz unregelmässig geformte Quarzkörner, Muscovitschüppchen und ein sericitisches Glimmermineral, dazu reichlich Körnerhaufen von Epidot, röthlichbraunen, pleochroitischen Titanit meist in ansehnlichen Mengen und wenige Zirkonkryställchen. Eisenerz fehlt in zwei Dünnschliffen nahezu ganz, ist aber in einem dritten weit verbreitet, wobei einzelne seiner Körner von Titanit umsäumt werden. Spärlich sind chloritische Zersetzungsmassen vorhanden. Der Quarz führt Apatitnadeln und Flüssigkeitstropfen, sehr selten Glaseinschlüsse. Contactstructur ist nirgends zu sehen.

VII. Porphyrit.

Zwei, vielleicht auch drei verschiedene Arten fanden sich. Die eine, aus dem pyroxenführenden Quarzporphyr des Spielberges bei Collmen stammend, enthält in der Grundmasse eine Unzahl winziger Biotitschüppchen, in deren richtungslosem Gewirr porphyrisch ausgeschiedene Plagioklase und chloritisch zersetzte Biotittafeln liegen. Die andere Art, welche bereits Penck erwähnt[1]), weicht im Handstücke und im Dünnschliffe weit von der vorigen ab. Die sehr dichte Grundmasse des rothbraunen Gesteins lässt nicht immer mit Sicherheit eine Wirkung auf das polarisirte Licht erkennen. Sie enthält Plagioklasleistchen und dichte Schwärme von Magnetit- und Brauneisenkörnern, die bisweilen eine undeutliche Fluidalstructur erzeugen, bisweilen sich zu Haufwerken zusammenscharen, welchen sich blutrothe Schüppchen von Eisenglanz beigesellen. Schmitzen kleiner Quarzkörnchen durchziehen das Gestein. Ausserdem finden sich spärliche grössere Plagioklaskrystalle und Biotittäfelchen ausgeschieden,

[1]) Erläut. zu Sect. Grimma, pag. 28.

Digitized by Google

welch letztere stark mit Eisenerzkörnchen imprägnirt sind und öfter Sechseckform aufweisen. Einschlüsse eines dritten, möglicherweise hieher gehörigen Gesteins erwähnt Sauer.[1]) „In dem rothen (pyroxenfreien Quarz-) Porphyre am kleinen Spitzberge (W. von Naunhof) findet man nicht selten eckige Fragmente eines dichten, diorit- oder porphyritähnlichen Gesteines, dessen genauere Bestimmung jedoch die durch Zersetzung stark getrübte und im dünnsten Präparate undurchsichtige Gesteinsmasse verhindert, aus welcher nur einzelne Plagioklasleistchen sich hervorheben."

Contactwirkungen des Granitporphyrs.

Die Herausbildung von cordieritreichen, hochkrystallinen Gesteinen aus Grauwacken, sowie die Umwandlung phyllitartiger Schiefer in Andalusit-Cordierithornfelse wird wohl jetzt allgemein als alleiniges Vorrecht der plutonischen Gesteine aufgefasst. Es ist noch kein Beispiel bekannt geworden, aus welchem mit Sicherheit hervorginge, dass der Porphyr, und wäre es selbst Granitporphyr, gleiche Contactwirkungen zuwege gebracht hätte[2]), sei es am Nebengestein, sei es an Einschlüssen.

Uebrigens sollte man erwarten, dass z. B. die cordieritreichen Lagen mancher Grauwacken, sofern sie vom Porphyr herrührten, den Umrissen der Einschlüsse parallel verliefen; sie stossen aber stets am umgebenden Granitporphyr ab. Ferner zeigt eine mächtige Scholle knotenführender Grauwacke von 3 Meter Durchmesser (bereits 6 Meter weit abgebaut) in Dünnschliffen aus der Mitte und vom Porphyrcontacte ausser einer ganz unbedeutenden Anreicherung von Chlorit keine weiteren Unterschiede in Structur und Mineralbestand. Alles drängt zu dem Schlusse, dass die Fragmente im nordsächsischen Granitporphyr einem in der Tiefe liegenden Complexe contactmetamorph veränderter Schichten ertstammen und in schon umgewandeltem Zustande eingeschlossen worden sind. Der Fall steht nicht vereinzelt da. Unter anderen beschrieb Pohlig derartige Gesteine aus den Tuffen und Eruptivgesteinen des Siebengebirges, deutete aber ihre Herkunft falsch[3]), K. Vogelsang aus den Trachyten und

[1]) Erläut. zu Sect. Naunhof, pag. 6.

[2]) Zirkel, Lehrb. d. Petrogr. II, 1894, pag. 196.

[3]) Min. u. petrogr. Mittheil. 1881, pag. 336.

Digitized by Google

Basalten der Eifel[1]), Pöhlmann aus dem Lamprophyr des Schieferbruches Bärenstein bei Lehesten in Thüringen.[2]) Hieher gehören auch Max Koch's „accessorische Bestandmassen" in Harzer Kersantiten.

Die Einschlüsse im Granitporphyr des Leipziger Kreises sind in verschiedenem Sinne gedeutet worden. Kalkowsky nennt Biotitschiefer, Grauwacken und Quarzgerölle und hebt bereits ausdrücklich hervor (1874), dass die überaus zahlreichen Grauwackefragmente sammt und sonders in der Art metamorphosirt sind wie anderwärts rings um Granitstöcke. Er hält es für nicht unwahrscheinlich, dass der Granitporphyr jene Fragmente bei seinem Hervordringen bereits in metamorphem Zustande vorfand, und führt als Beweis dafür den Umstand an, dass jedes Bruchstück durchweg gleichförmig umgewandelt ist und nicht randlich stärker als in der Mitte.[3]) Dem gegenüber betont Penck[4]), es liesse sich „kein Halt dafür gewinnen, dass der Granitporphyr bei seinem Heraufdringen bereits jene Gesteine in der Form vorfand, die sie jetzt aufweisen". Im Gegentheil ergäben sich „Anhaltepunkte dafür, dass dieselben durch ihn metamorphosirt worden sind". Wenn aber als Grnnd angegeben wird: „In den zahlreichen Porphyren der Gegend finden sich nirgends Einschlüsse von Gesteinen, welche den Fragmenten im Granitporphyr gleichen, sondern vielmehr nicht selten unveränderte Grauwacken", so ist der erste Theil dieses Satzes überhaupt hinfällig; denn jene an Pyroxengranulit erinnernden Einschlüsse mit Contactwirkungen finden sich, um nur ein Beispiel herauszugreifen, in ganz derselben Ausbildung nicht nur im Granitporphyr von Ammelshain, sondern auch im pyroxenfreien Quarzporphyr der Gegend von Thallwitz. Das Vorkommen unveränderter Grauwacke im Quarzporphyr aber erklärt sich recht befriedigend aus einem Blick auf die Karte. Ihre Fundorte (Böhlen und Grimma) liegen nahezu in jener Linie, welche die zutage gehenden, nicht metamorphosirten Grauwacken des Oschatzer Collmberges, der Deditzhöhe bei Grimma und des Rückens von Otterwisch-Hainichen verbindet, also in einer Region, die schon ausserhalb der Contactzone fällt. Schwerer würde eine andere Angabe von Penck wiegen, wenn sich dieselbe aufrecht erhalten liesse. Am Tummelberge

[1]) Zeitschr. d. d. geol. Ges. 1890, pag. 25.
[2]) N. Jahrb. f. Min. 1888, II, pag. 87.
[3]) Zeitschr. d. d. geol. Ges. 1874, pag. 588.
[4]) Min. u. petr. Mittheil. 1881, pag. 81.

Digitized by Google

bei Oellschütz (S. von Wurzen) wird der Granitporphyr von einem Quarzporphyrgange durchsetzt, in welchem nach Penck „überreich frische, grünliche Grauwacken vorkommen, während sein Nebengestein (der Granitporphyr) nur durchaus metamorphosirte einschliesst". Trotz wiederholten Besuches dieser Oertlichkeit konnte indessen kein frisches Grauwackestück gefunden werden. Schon 1885 — 4 Jahre nach der Veröffentlichung der Arbeit Penck's — berichtet Schalch: „Das Gestein führt stellenweise Einschlüsse eines dichten, grauwackeartigen Gesteins, dessen Natur vorgeschrittener Zersetzung halber indess nicht näher festgestellt werden konnte." [1]) Dünnschliffe desselben zeigen trotz der weitgehenden Verwitterung, dass man es gar nicht mit Grauwacke, sondern mit einem Eruptivgesteine zu thun hat, dessen Grundmasse zumeist aus Plagioklasleistchen besteht. Zwischen diese klemmt sich eine grüne Zersetzungsmasse mit zahlreichen Epidotkörnchen und vereinzelten Partikeln von Magnetit und Häufchen solcher, welche in Brauneisen umgewandelt und von Höfen desselben umgeben sind. Als porphyrische Ausscheidungen findet man grössere, wohlumgrenzte Plagioklaskrystalle und gerundete Quarzkörner, letztere mit Apatitnädelchen und vereinzelten Flüssigkeitseinschlüssen, selten mit Glas ausgestattet. Anders geartete Einschlussfragmente sind gegenwärtig im Tummelbergporphyr nicht zu bemerken, so dass eine Verwechslung derselben auf Grund ihres äusseren, grauwackeähnlichen Kleides als sehr wahrscheinlich gelten muss. Eine andere Möglichkeit, dass nämlich die Einschlüsse im Granitporphyr von eigenthümlichen, archäischen Schiefern herrühren könnten, wie sie stellenweise in der Peripherie des sächsischen Granulitgebirges auftreten und dort, ohne nachweisbar mit Graniten in Verbindung zu stehen, dennoch den Contactproducten mancher Granite gleichen, weist Penck mit der Frage zurück: „Warum findet man dann nie ein Gestein in ihm (dem Granitporphyr), welches das Liegende jener supponirten Schiefer bildet, warum keinen Phyllit, keinen Glimmerschiefer, keinen Gneis oder Granulit?" Die Frage hat ihre Erledigung gefunden; es ist dargethan worden, dass sich recht wohl phyllitartige Gesteine und Granulite unter den Einschlüssen vorfinden. Dennoch ist ein Vergleich der cordieritführenden Grauwacken und der Andalusit-Cordierithornfelse im Granitporphyr mit den Garben- und Fruchtschiefern des Granulit-

[1]) Erläut. zu Sect. Wurzen, pag. 16.

Digitized by Google

gebietes, deren Genesis übrigens noch keineswegs klargelegt ist, nicht angängig, die Zurückführung der erstgenannten auf letztere aber durchaus unwahrscheinlich. Schalch vertritt gleichfalls die Ansicht[1]), dass die Metamorphose der Einschlüsse durch den Granitporphyr bewirkt worden sei. Der petrographische Befund spricht jedoch nach aller Erfahrung auf das entschiedenste gegen eine Umwandlung durch den Granitporphyr und verweist auf ein granitisches Gestein. Bestärkt wird diese Auffassung ganz erheblich dadurch, dass in der östlichen Fortsetzung des bei Beucha überflutheten Sattels nördlich von Oschatz-Wellerswalde ein Biotitgranit (Granitit) zutage geht, welcher dort die krystallinen Grauwacken und die prächtigen Andalusit-Glimmerschiefer und „Andalusitgneise" von Clanschwitz und Zausswitz, sowie die Chiastolithschiefer von Leckwitz geschaffen hat. Es liegt um so näher, einer Fortsetzung desselben Granites auch die Metamorphose der Einschlüsse von Beucha etc. zuzuschreiben, als sich seine Wirkung noch weiter nach Westen hin bemerkbar macht, wo die krystallinen Flecken- und Knotengrauwacken von Zschocher bei Leipzig wieder auf ein metamorphosirendes Tiefengestein hinweisen (vergl. pag. 41).

Allerdings drängt sich dann unwillkürlich die Frage auf, warum sich unter den Einschlüssen keine von Granit finden? Dies muss indessen nicht nothwendigerweise der Fall sein. Wie, wenn der Granitporphyr, welcher von Trebsen bis Beucha ungefähr der Streichrichtung des Sattels folgt, nur im Contacthofe aufsetzte und den Granit selbst gar nicht erreichte? Oder wenn der Granit, welcher sich an der Hand contactmetamorpher Gesteine von den Strehlaer Bergen bis in die Gegend von Zschocher, das sind etwa 55 Kilometer weit, verfolgen lässt, keine continuirliche Masse bildete, sondern, was mindestens ebenso wahrscheinlich ist, einen Zug einzelner Stöcke repräsentirte, wie ein solcher im elbthalgebirgischen Schiefergebiete bei Berggiesshübel-Markersbach aufsetzt? Es wäre immerhin möglich, dass der ohnehin schlecht aufgeschlossene Granitporphyrgang von Trebsen-Wurzen, welcher den Sattel bis ungefähr in dessen Mitte durchquert, mitten zwischen zwei Granitstöcke hineinfiele. Endlich wäre es nicht undenkbar, dass die Granitbrocken bei ihrer Einhüllung zerspratzt seien. Im Diabas oder im Basalt mögen dann die Granitquarze und -Feldspathe unschwer nachzuweisen sein, nicht aber

[1]) Erläut. zur Section Brandis, pag. 10.

Digitized by Google

im Porphyr wegen der gleichen Mineralzusammensetzung beider Gesteine.

Fragmente von echt granitischem Habitus sind übrigens mehrfach im Granitporphyr gefunden worden. Ein Theil derselben erweist sich jedoch als granitische Modificationen des Pyroxen-Granitporphyrs. Die betreffenden Bruchstücke enthalten keine Spur von Grundmasse, aber ausser Orthoklas, Plagioklas, Quarz mit Glaseinschlüssen und Biotit noch reichlich Pyroxen, welcher ganz mit dem des Granitporphyrs übereinstimmt. In einem anderen hieher gehörigen Einschlusse überwiegt blassröthlicher Orthoklas alle anderen Gemengtheile bei weitem. Quarz findet sich, gänzlich zurücktretend, in schmalen Streifen als Füllmasse zwischen den Feldspathschnitten. Selten trifft man Umwandlungsproducte von Biotit und Pyroxen, örtlich gehäuft auch kleine Körner eines rothen Granats, welche eine randliche Trümmerzone zeigen und oft von einem Kranze kleiner Magnetitkörnchen umgeben sind.

Von diesen Einschlüssen unterscheidet sich eine Gruppe anderer recht scharf durch das gänzliche Fehlen des Pyroxens. Allen diesen Stücken ist gemeinsam eine fleischrothe Farbe, Feldspathreichthum, rein granitisches Gefüge mit Ausschluss jeder irgendwie gestalteten Grundmasse und ein geringer Gehalt an Biotit. Die Korngrösse schwankt zwischen der eines mittel- und feinkörnigen Granites. Nur bei einem einzigen Einschlusse sinkt sie zu solcher Kleinheit herab, dass man mit blossem Auge eben noch einzelne Gemengtheile erkennt; doch offenbart sich unter dem Mikroskope auch in diesem Falle eine durchaus granitische Structur. Ein geringer Theil dieser Fragmente enthält mikropegmatische Verwachsungen von Orthoklas und Quarz. In einem Handstücke legen sich z. B. keilförmige Orthoklaspartien, durchwachsen von feinen Quarzstengeln, um einen Kern aus Feldspath oder Quarz oder einer Durchdringung beider. Die rothen, pyroxenfreien, biotitführenden Einschlüsse repräsentiren die feinkörnige Rand- oder Apophysenfacies eines Biotitgranites. Es ist sehr wahrscheinlich, dass der Granitporphyr ganz nahe der unterirdischen Granitgrenze emporgedrungen ist (vergl. pag. 493), und dabei mag er ausser den Grauwacken- und Andalusit-Cordierithornfelsen auch die in sie hineingetriebenen Granitapophysen erfasst und zertrümmert und ihre Bruchstücke eingeschlossen haben. Dass die Quarzkörner der Granitfragmente Glaseinschlüsse führen, spricht im

Digitized by Google

vorliegenden Falle nicht gegen die Granitnatur der betreffenden Stücke. Das Glas dürfte ähnlich wie in den Quarzkörnern der Contactgrauwacken und Granulite secundärer Entstehung sein. Spärliche olivenfarbene Glimmerschüppchen im Quarze und winzige Zirkonkryställchen, Magnetitkörnchen und lange, farblose Nädelchen in den Glaseinschlüssen unterstützen ganz wesentlich diese Deutung. Ausserdem kennt man vom Mte. Mulatto einen echten Granit, welcher auch im Contacte mit einem Eruptivgesteine nachträglich Glaseinschlüsse erhalten hat.[1])

Dem Granit der Tiefe fällt zum weitaus grössten Theile die Metamorphose der Grauwacken- und Schiefereinschlüsse zu. Doch ist auch die Gluth des Granitporphyrs an ihnen nicht spurlos vorübergegangen. Vielleicht rührt die Blaufärbung mancher Cordierite von ihr her, die, wie bereits erwähnt, in unmittelbarer Nähe von Porphyrapophysen besonders deutlich hervortritt, vielleicht auch die Neubildung grosser Biotitschuppen inmitten zersetzter Cordieritknoten, nach aller Analogie auch die Bildung von grünem Spinell in den Andalusit-Cordierithornfelsen. Auf den Granitporphyr ist ferner die Menge jener Glaseinschlüsse in den Quarzkörnern der metamorphen Grauwacken, der Granulite und der feinkörnigen Granitfragmente zurückzuführen. In der Mehrzahl dieser Gesteine ist die secundäre Entstehung des Glases aus Biotitschuppen direct zu verfolgen.

Einige Einschlüsse lassen sehr scharf noch eine dritte Porphyrwirkung erkennen. Bereits Schalch wies darauf hin[2]), dass an der Randzone mancher Grauwacken- und Hornfelsstücke mit blossem Auge eine Anreicherung von Biotit oder Chlorit zu bemerken ist, durch welche sich diese deutlich von dem biotitarmen und deshalb lichteren Kerne abhebt. Diese Biotitbildung macht sich übrigens schon bei den schmalen, kaum 2 Millimeter breiten Porphyrapophysen geltend, welche die Einschlüsse durchsetzen. Ein Zug kleiner Glimmerschuppen begleitet die Grenze zwischen Einschluss und Apophyse. In den ausgeprägtesten Fällen zeigt ein Dünnschliff durch die biotitreiche Rinde eines Hornfelsfragmentes Folgendes. Geht man vom Inneren des Einschlusses aus gegen den Granitporphyr, so ver-

[1]) Jahrb. d. geol. Reichsanst. XXIX, 1879, pag. 305.

[2]) Erläut. z. Sect. Brandis, pag. 11.

Digitized by Google

mindern sich mit der Annäherung an den letzteren sehr rasch die grünen Zersetzungsproducte. Dafür treten erst vereinzelte, dann immer zahlreichere Biotitschuppen auf, und endlich erscheint eine Zone grosser, dicht zusammengescharter Biotittafeln, die sich wie ein breites, braunes Band quer durch den Dünnschliff zieht. Daran schliesst sich noch weiter gegen den Porphyr hin, eine Lage, die zum grössten Theil aus Feldspathkörnern besteht und dann kommt man in den Granitporphyr.

Es lassen sich somit, vom Einschluss ausgehend, folgende Zonen unterscheiden:

1. Auftreten einzelner Biotitschuppen an Stelle des schwindenden Chlorites.
2. Biotitzone.
3. Feldspathlage.

Die erste der Zonen hebt sich im Dünnschliffe schon für das blosse Auge als ein lichter gefärbter, 3—4 Millimeter breiter Streifen ab. Die folgende Biotitschicht erreicht 1—2 Millimeter Mächtigkeit im Mittel. Die grossen Glimmertafeln zeigen in dem einen Handstücke kurze, gedrungene Formen und stehen vorwiegend senkrecht zur Contactlinie; in einem anderen stellen sie sich als langgestreckte, schlanke Schuppen dar, welche der Porphyrgrenze parallel verlaufen, in einem dritten liegen sie durchaus regellos. Alle diese Glimmerschuppen führen auffallend wenig Einschlüsse. Die gewöhnlich nur geringen Zwischenräume sind von einem farblosen Feldspathe erfüllt, der sich oft in schmalen Bändern zwischen die Biotittafeln schiebt, so dass die Mehrzahl derselben einen wasserklaren Saum erhält. Desgleichen sind die in dem einem Präparate seltenen, im anderen reichlich vorhandenen Eisenerzkörner dieser Glimmerzone von einem Feldspathhofe umgeben. Quarz findet sich nur in vereinzelten Körnchen. An den Ecken der betreffenden Einschlüsse macht sich, wohl wegen der intensiveren Einwirkung des Granitporphyrs an diesen Stellen, ein Anschwellen der Biotitschicht bemerkbar; in seltenen Fällen kommen Glimmerrinden vor, deren Stärke 1 Centimeter übersteigt. Es dürften dies vielleicht die „Glimmerschiefer" Kalkowsky's und Nessig's sein, von welchen letzterer betont, dass sie stets als dunkle Biotitschiefer ausgebildet seien.[1])

[1]) Min. u. petr. Mitth. 1883, pag. 85.

Digitized by Google

Die dritte, feldspathreiche Zone, mit dem Granitporphyr durch einen kurzen Uebergang verbunden, gewinnt an dem einen Einschlusse eine Stärke von mehr als 1 Centimeter. Quarz stellt sich erst gegen die Porphyrgrenze hin etwas reichlicher ein. Mit dem Einschlusse hat sie die Pflasterstructur, mit dem Granitporphyr die Führung von Pyroxen gemein, der in vereinzelten zersetzten Säulchen auftritt.

Innerhalb des Granitporphyrs selbst sind an der Grenze gegen den Einschluss ausser einem auffallenden Reichthume an Mikropegmatit, der sich auch schon in dünnen, die Fragmente durchziehenden Porphyräderchen bemerkbar macht, im allgemeinen keine endogenen Contactwirkungen wahrzunehmen. Doch zeigen einige Handstücke in der Nähe des Einschlusses eine augenfällige Häufung rother Granatkörner, die jedenfalls nur als endogene Contactgebilde aufgefass werden können. Salomon[1]) beschreibt einen ähnlichen Reichthum des Tonalit an braunem Granat rings um eingeschlossene, fremde Bruchstücke. Nun führt zwar der Granitporphyr auch fern von den Einschlüssen sporadisch Granat und theilt diese Eigenschaft mit den pyroxenhaltigen und pyroxenfreien Quarzporphyren seiner weiteren Umgebung. Doch sind die granatführenden Partien meist räumlich eng begrenzt, so dass z. B. die Steinbrucharbeiter genau die Ecke des Bruches angeben, wo man mit sicherer Aussicht auf Erfolg suchen soll. Dann zeigt der Pyroxen-Quarzporphyr rings um Granatkörner nicht seine gewöhnliche, dichte Grundmasse, sondern ein feldspathreiches, grobkörniges Gemenge, während vom Granat selbst radiär geordnete Pyroxenstengel ausstrahlen. Desgleichen berichtet Penck vom Granitporphyr, dass dessen Granatkörner „häufig von einem Kranze von radiär gestellten, äusserst dünnen Pyroxensäulchen umrandet sind". So ist die Vermuthung nicht ausgeschlossen, dass auch der Granatgehalt des Porphyrs ausserhalb des nächsten Umkreises von Einschlüssen irgendwie mit fremden Bruchstücken zusammenhängt, etwa mit völlig absorbirten oder mit zerfallenen. Dies würde auch das schon lange bekannte Vorkommen isolirter Cordieritstücke im Granitporphyr erklären sowie die vereinzelten, rundlichen „Schlieren, welche sehr reich an einem dunkelgrünen Minerale der Spinellgruppe sind". Recht wahrscheinlich erscheint diese Auffassung, wenn man z. B. den einen granatreichen Einschluss be-

[1]) Zeitschr. d. d. geol. Ges. 1890, pag. 480.

Digitized by Google

trachtet, in welchem die blutrothen Körner nur durch ein mürbes, chloritisches Bindemittel zusammengehalten werden.

Die Ergebnisse vorstehender Untersuchung lassen sich in folgendem zusammenfassen:

1. Die Einschlüsse im Granitporphyr des Leipziger Kreises entstammen zum grössten Theile einem in der Tiefe verborgen liegenden granitischen Contacthofe, sind aber, abgesehen von der Metamorphose, welche sie so auf ihrer ursprünglichen Lagerstätte durch den Granit erfahren haben, auch noch während ihrer Emporförderung innerhalb des Granitporphyrs durch diesen letzteren weiterhin verändert worden, so dass sie jetzt Merkmale einer doppelten Metamorphose aufweisen.

2. Die Bruchstücke metamorpher Grauwacke zeichnen sich durch typische Pflasterstructur, durch die secundären Glaseinschlüsse ihrer Quarzkörner und durch den Reichthum an neugebildetem Cordierit (oder dessen Zersetzungsproducten) aus.

3. Das Letztere gilt auch von den als Contactproducte phyllitartiger Schiefer erscheinenden Andalusit-Cordierithornfelsen, welche ausserdem reichlich dunkelgrünen Spinell, oft auch rothen Granat führen.

4. Neben normalen und Biotitgranuliten finden sich auch Pyroxengranulite, letztere zum Theil mit neugebildetem Cordierit ausgestattet.

5. In untergeordnetem Masse enthält der Granitporphyr noch fettglänzende Quarzbrocken (meist aus der Grauwacke) mit Flüssigkeits- und Glaseinschlüssen, körnige Amphibolite, Diabas, Epidothornfels und feinkörnigen Biotitgranit, der benachbarte Quarzporphyr ausser Quarzbrocken und Pyroxengranulit zwei Arten Glimmerporphyrit.

6. Pflasterstructur, Gehalt an Andalusit und Cordierit sind während der ersten Metamorphose durch den Granit entstanden; die nachträgliche Einwirkung des Granitporphyrs auf die Einschlüsse äussert sich neben der Blaufärbung des Cordierites in der Ausstattung mit secundären Glaseinschlüssen und grünem Spinell, bei manchen Grauwacke- und Andalusit-Cordierithornfelsen ausserdem in der Bildung einer biotitreichen Rinde um den Einschluss.

Digitized by Google

Zum geologischen Bau des Sattels.

Bereits 1875 erkannte H. Credner, dass der Nordabfall des Erzgebirges von dessen Kamme bis hinab zum norddeutschen Flachlande ein einheitliches System von drei Antiklinalen und zwei zwischen ihnen gelegenen Mulden bilde[1]), also ein Faltensystem repräsentire, welches durch seinen einseitigen, unsymmetrischen Bau, seinen steilen Bruchrand an der südöstlichen und das allmähliche Schwächerwerden der Falten nach der entgegengesetzten Seite das Erzgebirge zu einem echten Faltengebirge in dem damals von E. Suess ausgesprochenen Sinne stempeln. Im Verfolg dieser tektonischen Auffassung deutet Credner in einem 1883 veröffentlichten Profile durch dieses erzgebirgische Faltensystem[2]) die Grauwacken der Gegend von Oschatz und des Collmberges, sowie die in der Verlängerung ihrer südwestlichen Streichrichtung gelegenen Grauwacken der Deditzhöhe bei Grimma und des Rückens von Otterwisch-Hainichen (SO. von Leipzig) als zugehörige Theile des Südflügels vom nördlichsten jener drei Sättel, während die Grauwacken von Leipzig—Plagwitz—Zschocher ein locales Ausstreichen des Nordflügels repräsentiren, welcher im übrigen von discordant aufgelagerten jüngeren Gebilden verhüllt ist.[3]) Die Kernpartien zwischen diesen beiden örtlich zutage gehenden Gegenflügeln der in Rede stehenden Antiklinale treten im nordwestlichen Sachsen, also in der weiteren Umgebung von Leipzig, nirgends an die Oberfläche. Jedoch gelangte Credner bereits 1891 zu einer bestimmten Anschauung über die geologische Zusammensetzung eines Theiles dieses Sattelinnersten, welche in folgendem ausgesprochen ist[4]): „Der krystallinische Habitus, die Knoten- und Fleckenführung einzelner dieser Grauwackenvorkommnisse (von Plagwitz—Zschocher) erinnern so lebhaft an gewisse Umwandlungsproducte der silurischen Grauwacken im Contacte mit dem Granit der Lausitz und stehen den normalen unverändert gebliebenen Grauwacken des übrigen Nordsachsens so schroff gegenüber, dass es nahe liegt, auch die eben erwähnten Modificationen innerhalb der Leipziger Grauwacke den Contactwirkungen

[1]) H. Credner, D. vogtl.-erzgeb. Erdbeben. 1875, pag. 260.
[2]) H. Credner, D. Boden der Stadt Leipzig. 1883, pag. 5.
[3]) H. Credner, D. Boden der Stadt Leipzig. 1883, pag. 7.
[4]) H. Credner, D. geol. Verhältn. d. Stadt Leipzig. 1891, pag. 4.

Digitized by Google

eines in der Tiefe verborgenen, von jüngeren Ablagerungen bedeckten granitischen Eruptivgesteins zuzuschreiben. Es würden sich dann bei Leipzig ähnliche Erscheinungen wiederholen, wie wir sie in der östlichen Fortsetzung des nordsächsischen Sattels in den Liebschützer Bergen, ferner am Nordrande des Lausitzer Granitplateaus genau verfolgen können, wo der Granit die ihm benachbarten Grauwacken und Grauwackenschiefer zum Theil in Flecken- und Knotengrauwacken, zum Theil in fast vollkommen krystalline, an Cordierit, Andalusit und Chiastolith reiche Contactgesteine umgewandelt hat. Diese Vermuthung erhält dadurch eine wesentliche Stütze, dass die Granitporphyre des zwischen Leipzig und dem Liebschützer Höhenzuge gelegenen Districtes Fragmente von contactmetamorphischen Grauwacken einschliessen, welche sowohl mit denen der Lausitzer Contacthöfe als mit denen von Zschocher und Plagwitz eine zum Theil auffällige petrographische Uebereinstimmung besitzen, somit eine unterirdische Verbindung zwischen beiden Gebieten vermitteln, namentlich aber auf die Fortsetzung des Liebschützer Granites und seiner contactmetamorphischen Einwirkung bis in die Leipziger Gegend hinweisen."

Als solche Fragmente, welche der Pyroxen-Granitporphyr bei seinem Durchbruche aus den von ihm durchsetzten, tieferen Regionen in sich aufgenommen und bis an die Oberfläche gefördert hat, wurden von Seiten der Kgl. Sächsischen geologischen Landesuntersuchung bei der Aufnahme der diese Gegend deckenden Sectionen beobachtet[1]): Contactmetamorph veränderte Grauwacken, Andalusitglimmerschiefer und -hornfelse, gneisartige Gesteine[2]), Amphibolite, arkoseartige, quarzitische und Grauwackensandsteine[3]), Fettquarzbrocken und ein Glimmerporphyrit. Nach vorliegender Arbeit vermehrt sich die Zahl dieser Einschlussgesteine durch neue Funde in den unterdessen zum Theil vergrösserten Aufschlüssen um die Vorkommnisse von normalem und Biotitgranulit, auch Pyroxengranulit, Diabas, Epidothornfels, einem anders gearteten Glimmerporphyrit und einer feinkörnigen Modification eines Biotitgranites.

---

[1]) Erläut. z. Sect. Brandis, pag. 9; Grimma, pag. 35; Naunhof, pag. 8; Wurzen, pag. 12.

[2]) = Granulite.

[3]) Verf. konnte keinerlei Sandstein unter den Einschlüssen finden.

Digitized by Google

Besonders bemerkenswert ist das Vorkommen der Granulite, denn es ergibt sich daraus die Thatsache, dass sich die Granulitformation ebenso wie am Aufbaue der nächstgelegenen, mittelsächsischen Kuppel auch an demjenigen des nordsächsischen Sattels betheiligt. Zwar führen die Conglomerate des unteren Rothliegenden im Leipziger Kreise überall da, wo sie als Liegendes der Porphyrergüsse aufgeschlossen sind, Fragmente von Granulit[1]), und die Vermuthung läge nahe, dass die im Granitporphyr eingeschlossenen Stücke diesen Conglomeraten, nicht aber einem in der Tiefe selbst anstehenden Granulitcomplexe entstammen. Doch spricht das Fehlen des verbindenden, klastischen Cementes und anderweitiger Materialien des Unterrothliegenden unter den Einschlüssen im Granitporphyr gegen eine solche Auffassung. Ausserdem liefern die Fragmente von Pyroxengranulit durch die Merkmale granitischer Contactwirkung, welche sie an sich tragen (Cordieritgehalt und Pflasterstructur), den directen Beweis für ihre Zugehörigkeit zu dem in der Tiefe anstehenden Contacthofe des Granites, welchem auch die veränderten Schiefer und Grauwacken angehören. Normale und Biotitgranulite fanden sich bei Beucha und am Kolmberge bei Brandis, Pyroxengranulite bei Ammelshain, Taucha und Thallwitz, erstere also mehr im Inneren, letztere an den Flanken der Antiklinale.

Zwischen den Granulit der Tiefe und die zu Tage ausgehenden Grauwacken schiebt sich unterirdisch ein Complex contactmetamorph veränderter Schiefer ein, dessen Zugehörigkeit zu archäischen Phylliten oder altpaläozoischen Thonschiefern sich aus der petrographischen Beschaffenheit der im Granitporphyr eingeschlossenen Bruchstücke nicht ermitteln lässt. Darauf folgen contactmetamorphe Grauwacken, an welche sich nach S. die unveränderten der Deditzhöhe und des Rückens von Otterwisch-Hainichen anschliessen. Das dachartige Einfallen dieser und der bei Zschocher aufgeschlossenen Grauwacken nach S. und N. lässt auf einen antiklinalen Bau der Schiefer- und Granulitformation schliessen. Die Glimmerschieferformation scheint zu fehlen; wenigstens fand ich unter den Einschlüssen kein einziges Stück, welches auch nur mit einiger Wahrscheinlichkeit auf sie hätte bezogen werden können. In Betreff der Amphibolite ist es ungewiss, ob sie Einlagerungen im Granulit oder in den Schiefern bilden.

[1]) Erläut. z. Sect. Döbeln, pag. 27; Leisnig, pag. 30; Rochlitz, pag. 32.

Digitized by Google

Wahrscheinlich gehören sie zwei getrennten Vorkommnissen an, da Bruchstücke von ihnen nur am Wachtelberge bei Wurzen und am Haselberge bei Ammelshain gefunden wurden, welche beiden Orte 10 Kilometer auseinanderliegen. Diabas wurde nur unter den Einschlüssen des Wachtelberges beobachtet und mag einem Gange entstammen. Der Glimmerporphyrit, von welchem übereinstimmende Bruchstücke massenhaft im pyroxenfreien Quarzporphyr zwischen Neichen und Fremdiswalde bei Sign. 137 und im S. von Pyrna bei Sign. 135, 7, ganz vereinzelt auch in dem des Läuseberges nördlich von Oellschütz liegen, gehört wahrscheinlich einem ähnlichen Deckenergusse an, wie solche in der Gegend von Kohren, Leisnig, Döbeln etc. direct auf dem Grundgebirge ruhen und von Porphyrdecken überlagert werden. Ein zweiter, von jenem abweichender Glimmerporphyrit wurde nur in einem einzigen Bruchstücke im Pyroxen-Quarzporphyr des Spielberges bei Collmen angetroffen. Vom Granit, welcher die Schiefer und Grauwacken verändert hat, fanden sich feinkörnig ausgebildete Fragmente eines Biotitgranites. Auch in der nordöstlichen Fortsetzung des Sattels tritt Biotitgranit in Gestalt der Strehlaer Berge zu Tage. Er lässt sich demnach von den genannten Höhen aus an der Hand contactmetamorpher Gesteine und der erwähnten feinkörnigen Bruchstücke über Wurzen und Beucha bis in die Gegend von Zschocher verfolgen. Seine Südgrenze würde südlich von Trebsen und Ammelshain verlaufen, bei Beucha eine Ausbiegung nach Norden machen und dann die Gegend südlich von Leipzig schneiden, also von den Strehlaer Bergen aus auf eine Erstreckung von etwa 55 Kilometer bemerklich sein. Die Nordflanke dieses Granitzuges wird markirt durch die contactmetamorphen Grauwacken von Zschocher und durch das Vorkommen von Pyroxengranulit mit contactmetamorpher Einwirkung im Porphyr von Taucha und Thallwitz. Für die Lagerungsverhältnisse in der Tiefe des Südflügels ist der Umstand von Bedeutung, dass der Granitporphyr von Beucha und der des Kolmberges bei Brandis neben den Granulitfragmenten diejenigen Umwandlungsproducte der Grauwacken und Schiefer eingeschlossen enthält, welche man in anderen Contacthöfen als höchste Stufe der Metamorphose in unmittelbarer Nähe des Granites antrifft. Der Granitporphyr durchsetzt demnach den inneren Theil des Contacthofes in nicht allzu grosser Entfernung vom Granit und hat dabei anscheinend Apophysen des letzteren getroffen.

Digitized by Google

Man würde sich nach alledem die unterirdische Tektonik der nordsächsischen Antiklinale in der weiteren Umgebung von Beucha etwa folgendermassen vorzustellen haben: Ein Sattel von Granuliten, phyllitartigen Schiefern und Grauwacken, welcher untergeordnete Vorkommnisse von Amphibolit und Diabas enthält, wird von einem hier ungefähr 6 Kilometer mächtigen Granitzuge durchbrochen, der beiderseits von einem Contacthofe begleitet ist. Stellenweise lagert discordant auf diesem Grundgebirge das Mittel-Rothliegende mit Ergüssen eines Glimmerporphyrites und über diesen folgen solche von normalem und pyroxenführendem Quarzporphyr, dessen Eruptionsspalten theils im Contacthofe, theilt ausserhalb desselben liegen. Die Contactgebilde der Südflanke nebst den ihnen discordant aufgelagerten, altvulcanischen Decken werden unweit der Granitgrenze von einem Pyroxengranitporphyrgange durchsetzt, welcher Fragmente seines Nebengesteins umschlossen und mit sich aus der Tiefe emporgebracht hat. Oligocäne und diluviale Ablagerungen überziehen und verhüllen diesen vorpermischen Sattel und die auf dessen Denudationsfläche ausgebreiteten Gebilde des Rothliegenden. Nur local ragen Klippen des ersteren oder Kuppen des letzteren aus der allgemeinen Decke der neozoischen Ablagerungen an die Oberfläche.

Es sei gestattet, meinen hochverehrten Lehrern, den Herren Geheimrath Prof. Dr. Zirkel und Geheimrath Prof. Dr. Credner für die Einführung in das Studium der Mineralogie und Geologie, sowie für die freundlichst geleistete Unterstützung während dieser Arbeit den wärmsten Dank auszusprechen.

Erläuterung der Tafel VI.

Fig. 1. Pflasterstructur in Contactgrauwacke.
„ 2. Skeletbau des Cordierits in Contactgrauwacke.
„ 3. Ringbildung des Cordierits.
„ 4. Drillinge des Cordierits.
„ 5. Pyroxengranulit mit Cordierit.
b = Biotit.
c = zersetzter Cordierit.
p = Pyroxen.

Digitized by Google

XXI. Beiträge zur Mineralogie Böhmens.

Dritte Reihe.[1])

Von **Dr. Friedrich Katzer.**

(Mit einer Figur im Text.)

21. Arsenopyrit von Sestrouň bei Selčan.

Beim Dorfe Sestrouň, etwa eine Wegstunde nordöstlich von Selčan, wurde gelegentlich von Schurfarbeiten, die im vorigen Jahre von dortigen Ortsinsassen eingeleitet wurden, ein Arsenkieslager entdeckt. Dasselbe tritt im eigenthümlich veränderten rothen Granit auf und scheint eine unregelmässig linsenförmige Gestalt zu besitzen.

Am Ausgehenden war ein kleiner „eiserner Hut" entwickelt, bestehend aus einem thonig-ockerigen Zersetzungsproduct. Aber schon in geringer Tiefe stellte sich in der rostfarbigen Masse Arsenopyrit in Butzen und kleinen Nestern ein, welche in dem Zersetzungsproduct eingebettet lagen und immer häufiger wurden. In einer Tiefe von 2 Metern soll der Arsenkies schon derbe Massen gebildet haben, die zunächst noch unterbrochen waren, aber bald compact anstanden. Von hier erhielt ich einige grössere Proben zur Untersuchung.

Die Stücke besassen eine Mächtigkeit von 5 bis 8 Centimetern und waren auf den Breitseiten von limonitischen, sehr unebenen Flächen begrenzt. Der Arsenopyrit war derb-massig, von körniger Textur, zum Theil stängelig, aber nicht deutlich individualisirt. Die Farbe war licht stahlgrau, zum Theil dunkel angelaufen. Die Härte 6, Strich schwarz, Gewicht, bestimmt mittels Pyknometers, 6·179.

Die Analyse ergab die unter I. stehenden Werte. Daneben führe ich unter II. das Resultat einer Analyse der k. k. geologischen Reichsanstalt (vom 17. October 1895) an, deren Abschrift mir von einem Interessenten zur Verfügung gestellt wurde.

---

[1]) Vergl. diese Mittheilungen 1892, Bd. XII, pag. 416 und 1894, Bd. XIV, pag. 483.

Digitized by Google

	I.	II.
Schwefel	19·96%	—
Arsen	45·53 „	34·40%
Eisen	33·66 „	—
Gold	Spur	0·0012%
Silber	—	0·0014 „
	99·15%	

In der Analyse der k. k. Reichsanstalt (oder in der Abschrift) scheint Eisen mit Arsen verwechselt worden zu sein.[1]) Der Gold- und Silbergehalt wäre relativ gross. Letzteres vermochte ich überhaupt nicht nachzuweisen.

22. Calcit von Libuschin bei Kladno.

Bei Libuschin, nordwestlich von Kladno, wurden in dem phyllitischen Grundgebirge der Steinkohlenformation gelegentlich der Ausrichtungsarbeiten im Johann-Schachte in letzter Zeit wiederholt Klüfte, Gänge und unregelmässige Hohlräume angefahren, ausgefüllt oder überkleidet mit Calcit, welcher in Drusenräumen meist prächtig auskrystallisirt war.

Im Grubenfelde des besagten Johann-Schachtes finden bedeutende Lagerungsstörungen statt, durch welche das etwa 8 Meter mächtige, durch ein 8 Centimeter starkes, Pflanzenabdrücke enthaltendes Zwischenmittel zweigetheilte Flötz in einer Entfernung von etwas über 600 Meter nach 23 h 8° vom Schachte entfernt, wie man annimmt, um 50 bis 60 Meter verworfen wird. Behufs Erschliessung der verworfenen Flötztrume wurde in 485 Meter Teufe unter Tage ein Querschlag angelegt, welcher gegenwärtig schon über 800 Meter Länge besitzen soll und zur Gänze im Phyllit ausgerichtet ist. Dieser Querschlag durchörterte häufig die erwähnten Kalkspathgänge und Klüfte, die nicht selten wasserführend waren, was die Bergleute regelmässig für ein Anzeichen hielten, dass man nun endlich auf die Kohle kommen werde, was sich aber leider immer als trügerisch erwies.

Diese Angaben verdanke ich dem Herrn Obersteiger Vokáč welcher mir auch eine beträchtliche Anzahl Proben des Calcites zugehen

[1]) Der Gehalt von 34·36 oder rund 34·4 Procent Eisen im Arsenopyrit entspricht genau der theoretischen Zusammensetzung *FeAsS*.

Digitized by Google

liess, wodurch ich in den Stand gesetzt wurde, dieses Vorkommen genauer kennen zu lernen.

Der Kalkspath erscheint, abgesehen von gewissen Uebergängen, wesentlich in drei Ausbildungsformen.

1. In Form von Ueberkrustungen und zapfenartigen Stalaktiten und Stalagmiten. Diese Gebilde bestehen durchwegs aus eng an einander gefügten milchweissen Calcitrhomboëdern von etwa doppelter Linsengrösse, so dass die Gesammtstructur derselben eine schuppige ist. Alle Rhomboëder sind in paralleler Verwachsung mit einander vereinigt.

Es ist kein Zweifel, dass diese oft 20 Centimeter und mehr langen, am unteren, beziehungsweise oberen Ende abgerundeten und mit einer Kappe von Calcitrhomboëdern $-\frac{1}{2}R(01\bar{1}2)$ versehenen Gebilde in grösseren Hohlräumen des Phyllites entstanden sind, in welche Lösungen von Calciumcarbonat einsickerten. Nach Angabe des Herrn Vokáč sind diese Rhomboëder-Bildungen stets nur in trockenen Hohlräumen des Phyllites vorgekommen.

2. Die zweite Form des Calcites von Libuschin besteht in prächtigen Drusen, zusammengesetzt aus 1 bis $1\frac{1}{2}$ Centimeter grossen Krystallen von nicht allzucomplicirten Formen mit vorherrschendem Skalenoëder. Vorherrschend und die Gestalt bestimmend ist das Skalenoëder $R5$ $(32\bar{5}1)$ combinirt mit dem Rhomboëder $R(10\bar{1}1)$. Dazu gesellt sich sehr häufig das Skalenoëder $R3(21\bar{3}1)$, sowie das Rhomboëder $4R(40\bar{4}1)$, wozu in schmalen Facetten in der Zone $R5$, $R3$, R noch eine Anzahl Skalenoëder hinzuzukommen pflegt, deren Parameter ich nicht näher bestimmt habe. Diese letzteren Flächen pflegen matt und wie corrodirt zu sein; die Rhomboëder-Flächen sind alle sehr glänzend.

Die Krystalle sind durchwegs wasserklar und zum allergrössten Theile fast zur Gänze frei ausgebildet, so dass sie gewöhnlich nur mit dem Rhomboëder R auf der Unterlage aufsitzen, wo sie gewöhnlich milchig getrübt sind.

3. Bildet der Calcit von Libuschin Drusen, bestehend aus sehr flächenreichen grossen, schönen und ansehnlichen Krystallen mit vorherrschendem Skalenoëder. Diese Krystalle sind insgesammt vollkommen wasserklar und nach den mir vorliegenden zahlreichen, prächtigen Exemplaren 5 bis 10 Centimeter lang. Es

Digitized by Google

sollen aber bis 30 Centimeter lange wundervolle flächenreiche skalenoëdrische Krystalle vorgekommen sein.

An meinen Stücken habe ich folgende Flächen ermittelt und sicher durch Messungen bestimmt.

Stets vorhanden sind die Flächen:

$$t = {}^1/_4 R\,3\ (21\bar{3}4)$$
$$v = R\,3\ (21\bar{3}1),$$

in positiver und negativer Stellung, welche zugleich die einfachsten selbständig, wiewohl ausserordentlich selten vorkommenden Gestalten vorstellen. In der Regel sind diese Formen combinirt mit:

$$y = R\,5\,(32\bar{5}1)$$
$$r = R\,(10\bar{1}1)$$
$$M = 4\,R\,(40\bar{4}1)$$
$$e = -{}^1/_2\,R\,(01\bar{1}2)$$
$$f = -2\,R\,(02\bar{2}1).$$

Dazu kommen nicht gerade selten:

$$w = {}^2/_5\,R2\ (31\bar{4}5)$$
$$x = -2\,R2\ (13\bar{4}1)$$
$$m = \infty R\ (10\bar{1}0)$$
$$\Omega = R\,11\ (6.5.\bar{1}\bar{1}.1)$$
$$\vartheta = 6\,P2\ (33\bar{6}1).$$

Aeusserst selten ist:

$$a = \infty P2\ (11\bar{2}0)\ \text{und}$$
$$\varrho = 16\,R\ (16.0.1\bar{6}.1).$$

Ausser diesen tritt in schmalen Facetten noch eine ganze Anzahl von Skalenoëdern in der Zone y, v, r auf, die nicht näher bestimmt wurden.

Beachtenswert scheint nur die Angabe des Herrn Vokáč, dass die skalenoëdrischen Drusen 2 und 3 stets in Hohlräumen vorgekommen sind, die Wasser enthielten.

Es hätte, berücksichtigt man die gegentheilige Angabe bei der rhomboëdrischen Ausbildungsform, unter Voraussetzung der richtigen Beobachtung, den Anschein, dass beim rascheren Verdunsten des Lösungsmittels: Rhomboëder, bei sehr allmäliger Auskrystallisirung aber skalenoëdrische Krystallformen entstanden sind.

Digitized by Google

23. Mimetesit von Hodowitz.

Mimetesit gehört zu den seltenen Mineralen Böhmens, er wird nur von Zinnwald und Přibram angeführt. Eine hübsche Stufe erhielt ich im Jahre 1895 nebst anderen Mineralen und Erzen von Hodowitz vom Herrn Ingenieur E. Miksch, welcher auf die Wiederbelebung der alten Silberbergbaue in der Budweiser Gegend in neuester Zeit grossen Eifer und viele Kosten verwendet hat.

Der Mimetesit bedeckt als Drusenüberzug eine Breitseite des etwa faustgrossen Stückes eines feinkörnigen, sehr harten und zähen Gesteines von quarzitischem Aussehen, bestehend vorwaltend aus Orthoklas nebst Quarz, welches sicher stark metamorphosirt ist. Er ist durchwegs krystallisirt und alle Krystalle ohne Ausnahme zeigen die einfachen Formen:

$$x = P\ (10\bar{1}1)$$
$$y = 2P\ (20\bar{2}1)$$
$$m = \infty P\ (10\bar{1}0),$$

sehr selten auch noch die Endfläche:

$$c = 0P\ (0001).$$

Die Krystalle sind kurz säulenförmig-pyramidal, insgesammt sehr klein, 0·5 bis höchstens 1·5 Millimeter gross. Von letzterer Grösse sind am Rande der Stufe nur wenige Krystalle vorhanden, alle übrigen sind kleiner, meistens unter 1 Millimeter.

Die Farbe des Mimetesits von Hodowitz ist gelblichgrün, kantendurchscheinend, diamantartiger Fettglanz.

Härte 3·75, Gewicht, bestimmt mittels Pyknometers, als Mittel von drei Bestimmungen: 7·126.

Vor dem Löthrohr gibt er sehr leicht ein Bleikorn. Die vollständige chemische Analyse wurde nicht durchgeführt, nur der Bleigehalt wurde mit

75·12%

bestimmt.

Bezüglich der sonstigen Minerale und Erze von Hodowitz, die ich der Collection des Herrn Ingenieur E. Miksch verdanke, sei Folgendes bemerkt:

Pyrit ist die gewöhnlichste Erscheinung, stets beisammen mit Quarz, meist eingesprengt, selten in gröberen Lagen derb. Sehr häufig krystallisirt, die Krystalle klein, zumeist Würfel $\infty O \infty$ (100).

Digitized by Google

$O(111)$ mit $\infty O \infty (100)$ ist schon seltener, am seltensten sind Pyritoëder $\left[\frac{\infty O 2}{2}\right]$ (210).

Auf allen Stufen erweist sich der Pyrit etwas jünger als Sphalerit. Dieser ist von gelbbrauner bis dunkelbrauner Farbe, sehr selten in Krystallen, fast stets derb und immer mit Quarz innigst verwachsen.

Galenit ist von den genannten drei Schwefelerzen das jüngste, meist derb, jedoch kommen auch Würfel $\infty O \infty (100)$ vor.

Gediegen Silber von Hodowitz ist in älteren Sammlungen sehr verbreitet. Es ist hauptsächlich auf dem Katharinagangzug, auf dem V. und VI. Lauf vorgekommen.

Es bildet zarte Krusten, Bleche, Fäden, Gewirre, Locken, auf eigenthümlich körnig-krystallinischem Quarz mit Feldspath und ganz untergeordnetem chloritisirtem Glimmer, wahrscheinlich ursprünglichem Biotit. Die Ausbildung vieler Stufen lässt deutlich zweierlei Quarz erkennen: einen älteren, der ein ursprünglicher Bestandtheil der Gangmasse, beziehungsweise des Gneisgranites ist, und einen jüngeren, welcher mit dem Silber gleichzeitig entstanden sein muss, da er theils Silberfäden und Locken umhüllt, theils von diesen umschlossen wird. Dieser Quarz ist zum allergrössten Theile gut krystallisirt in den gewöhnlichen Formen: $\infty R(10\bar{1}0).R(10\bar{1}1).-R(01\bar{1}1)$. Einzelne Krystalle sind bis 8 Millimeter lang. Auch der Feldspath scheint in zwei Generationen aufzutreten, wovon der jüngere stets wasserklarer Adular ist.

Am gediegenen Silber von Hodowitz sind zuweilen Spuren einer Krystallisation wahrzunehmen; einzelne Locken sind bis 5 Millimeter dick und 10 Millimeter und darüber lang. Gewöhnlich wird das Silber von etwas Chalkopyrit, beziehungsweise Malachit und Azurit begleitet, welche aber nur in sehr geringen Mengen auftreten.

24. Vivianit von Kloub bei Protiwin.

Im Feldspathbruche knapp östlich beim Dorfe Kloub, dessen ich schon in einer früheren Mittheilung[1]) gedacht habe, kam in letzter Zeit reichlich Vivianit vor.

[1]) Diese Mittheilungen 1894, Bd. XIV, pag. 503—504.

Digitized by Google

Derselbe bildet Ueberzüge und Krusten auf Klüften und Ausfüllungen von Lassen und Hohlräumen im Pegmatit, in welchem grüngrauer Mikroklin vorherrscht und der stellenweise auch reich an Muscovit und Quarz ist. Der Glimmer ist oft krystallisirt in schönen grossen hexagonalen Tafeln; accessorisch tritt namentlich Turmalin in Säulen bis zu 5 Centimeter Länge und Andalusit auf. Durch Umwandlung des Muscovits ist an einer Stelle ein eigenthümlicher, grasgrüner, grossblätteriger Chlorit entstanden. Der Quarz des Pegmatites ist von zweierlei Alter: primärer, als ein Hauptbestandtheil des Gesteines, und secundärer, welcher Trümmer des Pegmatites verkittet, so dass dieser an Reibungsflächen ein fast klastisches Aussehen erlangt. Das Verhältnis des Pegmatites zum Nebengestein (Gneis) vermochte ich wegen grosser Verschüttungen nicht zu bestimmen, es scheint aber, dass der Pegmatit einen stark gepressten, von zahllosen Klüften durchsetzten Stock bildet.

Der Vivianit kommt am häufigsten in Form von erdigen Rinden und Krusten von prachtvoll himmelblauer Farbe vor, die über die Unterlage unregelmässig vertheilt sind, indem sie vorwaltend am Feldspath haften. Unebenheiten der Unterlage werden von ihm vollkommen ausgefüllt, so dass er dort zuweilen in beträchtlicher Menge angehäuft ist. An frisch geöffneten Klüften ist er fast weiss, wird aber an der Luft bald grünlich und schliesslich blau. Nicht selten sind radial stängelige Aggregate.

In grösseren Hohlräumen kommt der Vivianit krystallisirt vor, und zwar zum Theil in kleinen langprismatischen Krystallen von höchstens $^1/_2$ Centimeter Länge, zum Theil aber auch in prachtvollen grossen Krystallen, wie solche von dieser Grösse und Schönheit überhaupt nur sehr selten zu finden sind und für Böhmen sicherlich ein Unicum bedeuten.

Es sind Tafeln von hexagonalem Umriss und bis 2 Centimeter Durchmesser, die dadurch entstanden sind, dass die Flächen

$$b = \infty P \infty \ (010) \text{ und}$$
$$r = 2P\infty \ (012)$$

schwach entwickelt sind, während das Pinakoid

$$a = \infty P \infty \ (100)$$

ganz bedeutend vorherrscht und die Gestalt des Krystalles tafelförmig macht.

Digitized by Google

Ausser den genannten Flächen kommen noch vor:

$m = \infty P$ (110)
$y = \infty P3$ (310)
$z = -\frac{1}{2} P$ (112)
$v = P$ ($\bar{1}11$).

Aber alle diese Flächen sind gänzlich untergeordnet gegenüber den mächtig entwickelten a-Flächen.

Nach diesem Pinakoid sind die Krystalle überaus deutlich spaltbar bis in dünne, biegsame, grünlich durchsichtige, gypsähnliche Blättchen [1]). Die Spaltflächen besitzen metallischen Perlmutterglanz. Die Farbe der Krystalle des Vivianites von Kloub ist durchwegs hellgraugrün; durch langes Liegen an der Luft wird sie aber blau, jedoch nie so intensiv wie bei den erdigen Abarten.

Die Härte auf den a-Flächen beträgt kaum 2, auf den übrigen Flächen ist sie grösser, bis 3.

Das Gewicht der erdigen, noch weisslichen Abart, bestimmt mittels Pyknometers, beträgt

2·658.

Das Gewicht der Krystalle, ebenso bestimmt, beträgt

2·587,

ist also ziemlich bedeutend geringer als jenes der erdigen Abarten.

Der Strich auch des tief himmelblau gewordenen Vivianites von Kloub ist stets weiss, wird aber an der Luft rasch blau.

Eine vollständige chemische Analyse konnte nicht durchgeführt werden, es wurde aber eine Anzahl partieller Bestimmungen vorgenommen, die sehr lehrreiche Resultate ergaben.

Zunächst wollte ich ermitteln, ob ein Unterschied im Wassergehalt der erdigen Abarten des Vivianites und der Krystalle bestehe.

Bei den erdigen Abarten, angeordnet nach der Tiefe der blauen Färbung, mit den hellsten angefangen, wurde gefunden:

H_2O — 27·33%
27·65 „
27·12 „
28·12 „
28·66 „ ,

im Mittel daher

27·77% Wasser.

[1]) Vivianit ist spaltbar nach (010); sollte eine Verwechslung der Pinakoide vorliegen? Die Red.

Digitized by Google

Eine Zunahme des Wassergehaltes mit der blauen Färbung ist selbst aus der angeführten kleinen Reihe unverkennbar, wenn auch eine Ausnahme vorliegt. Es scheint demnach, dass wesentlich die Wasseraufnahme an der Luft bei beginnender Verwitterung die Blaufärbung des Vivianites bewirkt.

Bei den Krystallen wurde folgender Wassergehalt gefunden:

H_2O — 27·08%
26·68 „
26·99 „ ,

im Mittel daher

26·92% Wasser,

d. h. recht bedeutend weniger als bei den erdigen Abarten.

Die specifisch leichteren Vivianitkrystalle enthalten demnach weniger Wasser als die specifisch schwereren erdigen Abarten.

Das Gesammtmittel der Wasserbestimmung bei den erdigen Abarten sowohl, wie bei den Krystallen, ergibt:

27·34% H_2O.

Der grösste Wassergehalt betrug: 28·66, der geringste 26·68%, die Schwankungen sind daher beträchtlich.

Der Eisengehalt wurde nur in einer Krystallprobe bestimmt und gefunden:

Fe_2O_3 . . . . . 3·08%
FeO . . . . . 41·12 „

Der theoretischen Zusammensetzung des Vivianites $Fe_3P_2O_8 + 8\,H_2O$ entspricht ein Gehalt:

H_2O — 28·7%
FeO — 43·0 „

Die oben gefundenen Werte weichen von diesen insofern ab, als der Wassergehalt unter dem theoretischen Werth bleibt, der Eisengehalt aber denselben übersteigt und ausserdem die Analyse nebst Eisenoxydul auch einen ansehnlichen Gehalt an Eisenoxyd ausweist.

Ueber die Entstehung des Vivianites im Pegmatite von Kloub kann man zweierlei Meinung sein. Entweder leitet man den Phosphorsäuregehalt vom ursprünglich im Pegmatit enthaltenen Apatit ab, oder man nimmt eine Infiltration organischer

Digitized by Google

Stoffe von der Erdoberfläche in den Pegmatit an. Da dieser letztere, wie oben dargelegt wurde, überaus zerklüftet ist, so ist die zweite Ursprungserklärung wohl die wahrscheinlichere und ungezwungenere. Die Bildung, namentlich der grossen Krystalle, muss sehr allmählich vor sich gegangen sein.

Vivianit ist in Böhmen durchaus kein seltenes Mineral; aber es ist mir nur ein Fall bekannt, wo er unter ähnlichen Verhältnissen vorgekommen ist, wie bei Kloub, nämlich in Tabor, wo bei einer Grundgrabung Vivianit im Granit in 7 Meter Tiefe als Imprägnation angetroffen wurde. Hier, an einem seit Jahrhunderten von Menschen bewohnten Orte, ist die Infiltration organischer Stoffe in den Granit wohl ausser Zweifel. Auch für das Klouber Vorkommen, glaube ich, darf sie berechtigt angenommen werden.

25. Anthracit im Porphyr des Wydřiduchberges bei Holoubkau.

Kohleneinschlüsse in eruptiven Massengesteinen sind seltene Erscheinungen, die stets besondere Beachtung verdienen.

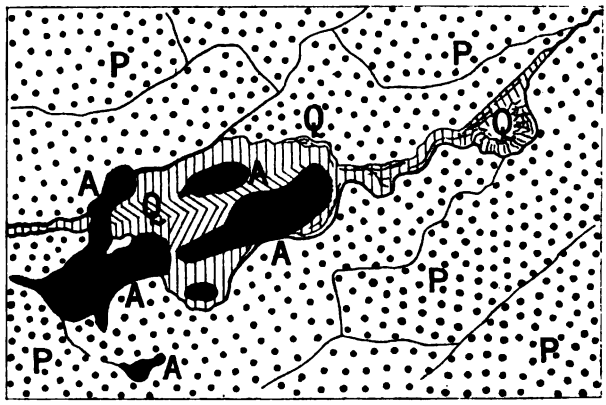
Im felsitischen Quarzporphyr des Wydřiduchberges südwestlich von Holoubkau bei Rokytzan scheinen stellenweise Anthraciteinschlüsse nicht selten zu sein, da ich in dem grossen Schotterbruche auf der Südwestseite des bewaldeten Hügels, gelegentlich einer Excursion im Jahre 1894, in kurzer Zeit mehrere Porphyrstücke mit Anthraciteinschlüssen gewann.

Der Porphyr in diesem Steinbruche ist druckbankig, so dass er stellenweise ein fast geschichtetes Aussehen erlangt, wobei die Bänke unter steilen Winkeln (60—70°) nach Süd (hora 11—13) einfallen. Es wird von einzelnen eisenkiesreichen Adern durchsetzt, deren Zersetzungsproduct im erdfeuchten Zustande schwarzgrau ist. Es wird von den Schottermachern für Kohle gehalten und „mour" genannt. Dadurch aufmerksam gemacht, untersuchte ich die Ostlehne des Bruches, wo zwei solche Adern entblösst waren, genauer, und entdeckte die wirklichen Kohleneinschlüsse im Porphyr, welche mit dem „mour" allerdings nichts zu thun haben.

Der Anthracit erscheint im Porphyr theils in grösseren Einschlüssen bis zu 2—3 Centimeter Länge und 0·5 Centimeter Breite. Gewöhnlich aber ist er nur eingesprengt in Körnchen etwa von Weizengrösse bis herab zur mikroskopischen Kleinheit. Diese letzteren

Digitized by Google

Körnchen scheinen der Porphyrmasse unregelmässig eingestreut zu sein, an angeschliffenen Stücken vermag man aber zuweilen zu erkennen, dass sie nur an Klüftchen und Rissen des Gesteines auftreten. Dieselbe bezeichnende Erscheinung macht sich bei den grösseren Anthraciteinschlüssen geltend, die, soviel ich an dem Material, das mir zugebote steht (vergl. nachstehende Figur), beobachten konnte, stets in kleinen Hohlräumen auftreten, die zum grösseren Theile mit Drusenquarz ausgefüllt sind. Die nachstehende Figur gibt hievon in natürlicher Grösse ein charakteristisches Bild.



P = Porphyr, *Q* = Quarz, *A* = Anthracit.

An solchen grösseren Partien vermag man die Eigenschaften des Anthracits vortrefflich zu ermitteln.

Der Anthracit ist schwarz, in's Eisengraue übergehend, von schönem muscheligem Bruch, zuweilen bunt angelaufen. Er ist sehr spröde und wird mit der Zange leicht in Staub zerdrückt. Die Härte ist aber keineswegs gering, sondern beträgt 3 bis 4, was auf Verunreinigungen zurückzuführen sein dürfte. Das Gewicht konnte nur einmal bestimmt werden im Pyknometer mit 0·723 Gramm Material, und wurde gefunden: 1·576.

Auf dem Platinblech kann der Anthracit vom Wydřiduchberge schwierig zum Glühen gebracht werden, eine Flamme ist aber nicht zu erzielen. Asche hinterlässt er fast gar keine, scheint demnach sehr rein zu sein, was der bedeutenden Härte zu widersprechen scheint.

Digitized by Google

Die Frage nach dem Ursprunge des Anthracits im Porphyr ist nicht leicht befriedigend zu beantworten.

Nach Analogie der seltenen Fälle, wo Anthracit an anderen Orten im Porphyr eingeschlossen gefunden worden ist, nämlich im Quarzporphyr von Neudörfl bei Zwickau[1]) und im Felsitporphyr des Hochberges bei Gottesberg in Niederschlesien[2]), wo vom Porphyr umhüllte Steinkohle in Anthracit umgewandelt wurde, könnte man dasselbe für das Vorkommen im Porphyr des Wydřiduch annehmen. Denn in unmittelbarer Nähe befindet sich die kleine Steinkohlenablagerung von Holoubkau, die einstens sicherlich eine grössere Ausdehnung als der bis heute erhaltene Rest besessen hat, und man kann sich leicht vorstellen, dass beim Durchbruch des Porphyrs, falls derselbe nach der Bildung der Carbonablagerung erfolgt ist, Steinkohlenpartikeln vom Porphyrmagma eingeschlossen und in Anthracit umgewandelt wurden. Dabei bliebe aber das Gebundensein des Anthracites an Klüfte, Lassen und kleine Hohlräume des Porphyrs unaufgeklärt.

Diese selbe Erscheinung trat aber auch in einem anderen und bis jetzt einzig bekannten Falle auf, wo in Böhmen in einem Eruptivgestein Anthraciteinschlüsse nachgewiesen wurden, nämlich im körnigen Diabas unterhalb Beraun. Nach der Beschreibung Karl Feistmantel's[3]) erschien der Anthracit hauptsächlich auf schmalen Klüften im Gestein, oft nur als Ueberzug, selten da, wo die Klüfte sich erweiterten, in grösserer Menge; sein Begleiter war Calcit. Mit den Gesteinsklüften war der Anthracit nicht fest verwachsen, sondern löste sich leicht davon ab. Diese Klüfte sind nicht etwa als Gangbildungen zu betrachten, sondern sie treten ganz unregelmässig, ohne irgend einen Zusammenhang im Gestein auf.

Ganz dasselbe kann man vom felsitischen Quarzporphyr des Wydřiduchberges sagen.

Beim Berauner Diabas ist eine Umhüllung von Steinkohlenpartikeln durch das Diabasmagma und die Umwandlung derselben in Anthracit schwerlich anzunehmen, da in der Nachbarschaft nur silurische bituminöse Kalksteine anstehen. Es ist aber wahrschein-

---

[1]) Gutbier, Zwickauer Steinkohlengebirge. 1835, pag. 123.

[2]) J. Roth, Erläut. zur geolog. Karte von Niederschlesien. 1867, pag. 336.

[3]) „Lotos", X. Bd., pag. 159.

Digitized by Google

lich, dass eine Infiltration von Bitumen erfolgt ist, welches sich in den Rissen und Klüften des Gesteines unter entsprechender Volumverringerung bis in Anthracit umwandelte, worauf die leeren Hohlräume mit Kalkspathmasse ausgefüllt wurden.

Ganz analog scheint auch beim Porphyr des Wydřiduchberges eine Infiltration von Bitumen erfolgt zu sein und die durch die Volumverringerung bei der Umwandlung in Anthracit entstandenen Hohlräume wurden allmählich durch dem Nebengestein entstammende Quarzmassen ausgefüllt.

26. Erdöl von Čikwaska.

Zwischen Semil und Liebstadtl im südlichen Permvorlande des Riesengebirges erstreckt sich von Hořensko bis Koschtialow-Oels ein Steinkohlen führender Zug, welcher gegenwärtig hauptsächlich zwischen Čikwaska und Koschtialow auf der Nordflanke des Voleschkabaches in der Nähe der Einschicht „Bosna" im Abbau steht.

Hier sind in der Lehne drei Stollen über einander in den Berg getrieben, von welchen die beiden oberen gegenwärtig nicht mehr zur Förderung dienen. Alle drei durchörterten zunächst rothen Sandstein bis zu einer mit Letten ausgefüllten Verwerfungskluft, worauf grauer Sandstein und sandiger Schieferthon folgte, welcher, wie nach anderen Aufschlüssen, wo keine Störung vorliegt, ausser Zweifel steht, das Liegende jenes an Fisch- und Saurierresten so überaus reichen Brandschieferlagers bildet, welches oberhalb der Kirche von Koschtialow zu Tage kommt und noch vor nicht langer Zeit an mehreren Punkten in der Lehne aufgeschlossen war, gegenwärtig aber nur in den Gärten einzelner Gehöfte schwierig zugänglich ist.

Der besagte graue Sandstein erwies sich als erdölführend. Nach Angabe des Bergbauverwalters Herrn Ignaz Rzehak in Koschtialow kam in der ganzen, mehr als 300 Meter langen Strecke, auf welcher sich die Ausrichtungsarbeiten im Sandstein bewegten, immer wieder an Klüften Oel zu Tage. Stellenweise drang es in einzelnen zähflüssigen Tropfen hervor, hie und da jedoch auch sehr reichlich, wie namentlich in der hangendsten Partie, etwa 15 Meter vom Stollenmundloch, wo es aus einer offengelegten Kluft mit starkem Strom hervorrieselte. Es sammelte sich auf der Sohle des

Digitized by Google

Stollens in kleinen Tümpeln und konnte „kannenweise“ herausgeschöpft werden. Der Austritt des Erdöles war natürlich kein anhaltender, sondern hörte mehr minder bald auf. Auch war er im hangenden Theil des Sandsteinlagers bedeutend reichlicher (am reichlichsten 1892) als in den liegenden Partien. Aber auch noch gegenwärtig, wenn die Ausrichtungsarbeiten in den grauen Sandstein eindringen, werden darin einzelne ölführende Klüfte angefahren. Der Sandstein ist demnach durch die Stollen und Querschläge des bestehenden Bergbaues keineswegs völlig abgezapft worden.

Das Erdöl wurde nach Angabe des Herrn Rzehak zum Theil als Wagenschmiere verwendet, zumeist aber von den Bergleuten vergeudet. Zu Leuchtzwecken wurde versucht, es ebenfalls zu verwerten, aber die Flamme soll zu russig und unruhig gewesen sein.

Einen Theil von einer grösseren Probe, die noch aus dem reichen Ausfluss vom Jahre 1892 stammte, hat mir Herr Rzehak im Sommer 1895 zur Untersuchnug übergeben. Leider war das Quantum zur Vornahme einer vollständigen Analyse zu gering und ich musste mich auf die Feststellung der wichtigsten Eigenschaften beschränken.

Das Erdöl war in auffallendem Lichte dunkel olivengrün, im durchfallenden Lichte braun. Bei niedriger Temperatur zähflüssig, wurde es bei zunehmender Wärme immer beweglicher und bei etwa 35° C. so leichtflüssig wie Alkohol, wobei die Farbe lichter braun wurde und diesen Ton sowohl im auffallenden als durchgehenden Lichte beibehielt.

Der Geruch war bei niedriger Temperatur nur ganz schwach ölig-aromatisch, bei steigender Temperatur wurde er aber immer eindringlicher und schliesslich brenzlich unangenehm. Das Oel entzündete sich sehr schwer und nur dann, wenn es vordem erwärmt worden war. Es flammte dann einigemal mit rother russiger Flamme auf und verlöschte unter starkem Knistern und Spritzen. Eine vollständige Verbrennung konnte nicht erzielt werden. Der Rest war fast schwarz, leichtflüssiger als das ursprüngliche Oel und schien, soweit ich bei dem geringen Materiale die nähere Untersuchung durchführen konnte, wesentlich ein Gemisch von Wasser mit bituminösem Thon zu sein.

Das specifische Gewicht wurde im Pyknometer bestimmt. Die einzige Bestimmung, die vorgenommen werden konnte, ergab 0·92.

Digitized by Google

Nach alledem glaube ich, dass das Erdöl von Čikwaska ein paraffinreiches Steinöl war, welches nur durch eine Art Destillation aus den bitumenreichen Brandschiefern im Hangenden des grauen Sandsteines entstanden sein kann, worauf es in den Sandstein einsickerte und sich auf Sprüngen und Klüften gegen die Tiefe zu fortbewegte, wobei es mehr minder oxydirt wurde.

Die zur Destillation erforderlichen Wärmegrade können vielleicht durch zweierlei Vorgänge erzeugt worden sein: einmal durch die mehrfach wiederholten Melaphyrdurchbrüche, in welchem Falle die Entstehung des Erdöls allerdings bis in die Permzeit zurückreichen würde; oder zweitens durch die Gleitungen und sonstigen mechanischen Vorgänge, welche in dem sehr gestörten Gebiete oftmals stattgefunden haben müssen und sicherlich mit Wärmeentwicklung verbunden gewesen sind.

In der ganzen Koschtialower Gegend ist keine Spur eines Anzeichens vorhanden, dass hier je eine Ansammlung von Mutterlaugen stattgefunden hätte, deren Anwesenheit als unerlässliche Vorbedingung der Entstehung von Erdöl K. v. Ochsenius so hartnäckig verficht.

Es scheint demnach, dass Erdöl auch ohne gleichzeitige Einwirkung von Mutterlaugen, nur durch einfache, durch gewisse Voraussetzungen geregelte Destillation thierischer Reste entstehen kann, welche Ansicht namentlich H. Hoefer seit jeher vertreten hat.

Digitized by Google

XXII. Der Eisenglanz von Dognacska im Banat.

Von **A. Pelikan.**

(Mit Taf. VII.)

In letzter Zeit sind wieder schöne Eisenglanzkrystalle mit der Fundortsbezeichnung „Dognacska" in den Handel gekommen. Die für das mineralogisch-petrographische Institut der Wiener Universität durch Herrn Hofrath Tschermak erworbenen Stufen zeigen mancherlei Besonderheiten in der Ausbildung der Krystalle. Es liegt hier ein ganz neuer Typus der Eisenglanzkrystalle vor und es ist daher eine kurze Mittheilung hierüber wohl gerechtfertigt.

Auf der beigegebenen Tafel erscheinen die Hauptformen abgebildet und es kann daher die Beschreibung an die Figuren angeknüpft werden.

Fig. 1 stellt einen einfachen Krystall dar, welcher sich zusammen mit dem Zwillinge, Fig. 2, auf einer Stufe findet. Die Krystalle sitzen auf einer Unterlage von Pyrit. Die Combination besteht aus dem Grundrhomboëder $R = (10\bar{1}1)$, dessen Kanten abgestumpft werden durch $t = -\frac{1}{2}R(\bar{1}012)$ und das seinerseits wieder die Kanten von $n = \frac{4}{3}P2 = (22\bar{4}3)$ abstumpft. Da die Flächen der letzteren Form an dem Krystalle nur ganz klein ausgebildet sind, wurden sie in der Zeichnung weggelassen. Das basische Pinakoid $c = (0001) = 0P$ ist parallel den Dreieckseiten fein gestreift; dasselbe ist der Fall mit den Flächen von t, wie aus der Figur ersichtlich ist.

Die Fig. 2 stellt, wie schon erwähnt wurde, einen Zwilling dar. Zwei Individuen von dem soeben beschriebenen Typus sind nach der Ebene $10\bar{1}0$, welche ja bei rhomboëdrischen Krystallen keine Symmetrieebene ist, verbunden. Die Figur ist so gezeichnet, dass das vordere Individuum, das sich in derselben Stellung wie in Fig. 1 befinden sollte, um die c-Axe im Sinne des Uhrzeigers um 60° gedreht erscheint, damit der an der Unterseite befindliche einspringende Winkel zur Anschauung gebracht werden kann. Die Horizontalprojection in Fig. 3 stellt die Oberseite, jene in Fig. 4 die Unter-

Digitized by Google

seite dieses Zwillings dar. Interessant an diesem Zwillinge ist dies, dass die Zwillingsbildung nur nach der Ebene $10\bar{1}0$ und nicht gleichzeitig auch nach $01\bar{1}0$ und $1\bar{1}00$ erfolgt. Der Zwilling besitzt zwei aufeinander senkrecht stehende Symmetrieebenen, ein für dieses Krystallsystem ungewöhnliches Verhältnis.

Das Gesetz, nach welchem dieser Zwilling gebaut ist, ist nicht neu; dasselbe wird in allen Lehrbüchern der Mineralogie angeführt und scheint bisher hauptsächlich an tafelförmigen Krystallen beobachtet worden zu sein. (Vergl. Tschermak, Lehrb. d. Mineralogie, 5. Aufl., pag. 413, Fig. 6). Koksch arow gibt in seinen: Materialien zur Mineralogie Russlands, Bd. I, pag. 9, an, dass sich „in den Goldseifen der Polewskischen Grube, obgleich selten, Zwillingskrystalle des Eisenglanzes mit parallelem Axensystem" finden und bildet einen solchen in Fig. 16 auf Taf. II ab, in welcher die zwei Rhomboëder R und $-R$ zu einem sogenannten Ergänzungszwillinge nach ∞P verbunden erscheinen. Derselbe Zwilling findet sich auch bei Dognacska (Fig. 5), wo zuweilen auch die Polecken durch die Endfläche $0P$ abgestutzt erscheinen, wodurch dann die überaus zierlichen Gebilde, wie sie die Fig. 6 darstellt, entstehen. Die bei der Besprechung der Fig. 1 erwähnten Knickungen der Rhomboëderflächen erscheinen an diesen Zwillingen besonders häufig, wodurch dann die Flächen eine grobe Riefung erhalten.

In Fig. 7 erscheint abermals ein Zwilling nach diesem Gesetze abgebildet, dem aber folgende Combination zu Grunde liegt: Die verwendete Pyramide $n = (22\bar{4}3) = \frac{4}{3}P2$, deren Kanten durch das Grundrhomboëder R abgestumpft werden, das Skalenoëder $\frac{2}{9}R3 = \varrho(42\bar{6}9)$ und das basische Pinakoid $c = (0001) = 0P$. Die verwendete Pyramide, welche bekanntlich in der rhomboëdrischen Abtheilung des hexagonalen Systems in unveränderter Gestalt auftritt, bleibt auch von der Zwillingsbildung nach ∞P unberührt; die beiden primären Rhomboëder, welche parallel zu den Combinationskanten mit n gerieft sind, bilden am Zwillinge einspringende Winkel und die beiden Skalenoëder ergänzen einander zu einer 12seitigen Pyramide.

Die Form $\varrho(42\bar{6}9)$ ist bisher nicht beobachtet worden; ich unterlasse es aber, ihr eine Buchstabenbezeichnung beizulegen, da ich keinesfalls den Wunsch hege, das Heer der unsicheren Gestalten um eine Nummer zu vermehren. Vielleicht findet sich in irgend einer Sammlung ein Krystall, an dem gerade diese Flächen so gut ausge-

Digitized by Google

bildet sind, dass sie eine genaue Messung erlauben. Ich habe erhalten: als Winkel der Pyramidenflächen gegeneinander 26° 12′ und 13° 49′ und für die Neigung einer Pyramidenfläche gegen die Endfläche 42° 19′. Diese Messungen sind aber deswegen nicht genau, weil die Flächen gestreift sind; es lässt sich auch erkennen, dass die Streifung von einem oscillirenden Auftreten der beiden Flächen der 12seitigen Pyramide herrührt, welche über einer Fläche der verwendeten Pyramiden liegen. Bei der Einstellung einer stumpfen Kante spiegeln nämlich streifenförmige Flächenelemente in der einen Stellung zu beiden Seiten der Kante, und in der Stellung der zweiten Fläche spiegeln wieder schmale Flächentheile zu beiden Seiten der Kante. Es liegt gewissermassen das Streben vor, an Stelle der nur wenig von einander abweichenden zwei Flächen eine Scheinfläche in der Lage der verwendeten Pyramide zu erzeugen. Die durch die Rechnung erhaltenen Parameter sind: $A_1 = 1{\cdot}512$, $A_2 = 2{\cdot}99\,(-A_3 = 1)$ und $C = 0{\cdot}8926$, aus welchen Werten sich ziemlich genau das Verhältnis $^3/_2 a : 3a : a' : {}^2/_3 c$ ergibt (Axenverhältnis des Eisenglanzes nach Kokscharow 1 : 1·36557). Dieser letzteren Form entsprechen die Winkel 25° 42′, 14° 44′ und 42° 49′. Die Abweichung der gemessenen von den berechneten Winkeln ist zwar bedeutend, liegt aber immerhin noch innerhalb der Fehlergrenze, denn die bei der Messung erhaltenen Werte reichen z. B. bei dem zuletzt angeführten Winkel von 41° 09′ — 43° 28′. Die Form bedarf aber jedenfalls, wie schon erwähnt wurde, noch der Bestätigung. Ein ähnlicher Zwilling findet sich im Lehrbuch von Naumann-Zirkel, XII. Aufl., pag. 379 in der Fig. 8 abgebildet. „Die Individuen stellen die Combination $\frac{4}{3}P2\,.\,R\,.\,0R$ dar und befinden sich im Zustand einer vollkommenen Durchkreuzung; Altenberg."

Das Endglied der Reihe der abgebildeten Krystalle, Fig. 8, stellt eine 12seitige Pyramide dar. Auch diese Form habe ich nirgends erwähnt gefunden. Es ist gewiss nicht schwierig, auf Grund der Betrachtung des vorhergehenden Zwillings die Deutung der 12seitigen Pyramide als Ergänzungszwilling zweier Skalenoëder zu finden. Trotzdem auch hier die Streifung der Flächen eine bedeutende Rolle spielt, ist es doch möglich gewesen, die Winkel der zwei Polkanten ziemlich sicher zu bestimmen. Es ergaben sich die Werte: 10° 27′ 30″ und 18° 15′. Die Rechnung liefert die Parameter: $A_1 = 1{\cdot}250$, $A_2 = 4{\cdot}989\,(-A_3 = 1)$ und $C = 0{\cdot}52444 = 0{\cdot}384\,c$, woraus das Weiss'sche Flächenzeichen $\frac{5}{4}a : 5a : -a : \frac{2}{5}c$ resultirt.

Digitized by Google

Die vorliegende 12seitige Pyramide ist demnach als eine Zwillingsbildung aus den zwei Skalenoëdern $\varrho\,(8.2.\bar{1}\bar{0}.25) = \frac{6}{25}R\frac{5}{3}$ und $\varrho\,(2.8.\bar{1}\bar{0}.25) = -\frac{6}{25}R\frac{5}{3}$ aufzufassen. Im Gegensatze zu der früher angeführten neuen Form halte ich die in Rede stehende für ziemlich gesichert, da die Abweichung der berechneten Werte (10° 52′ und 18° 50′) von den durch die Messung erhaltenen nicht übermässig gross ist. Mir ist keine Form bekannt geworden, welche der hier angeführten nahe stehen würde.

Schliesslich sei noch eines einfachen Krystalles Erwähnung gethan, welcher zwar mit der gleichen Fundortsbezeichnung wie die im Vorstehenden beschriebenen versehen ist, der aber in seinem Habitus mehr den Krystallen des Eisenglanzes von Elba nahesteht. Er zeigt folgende Formen: $(22\bar{4}3) = \frac{4}{3}P2 = n$, dessen Kanten durch das Grundrhomboëder R abgestumpft werden. An den Kanten dieser Form finden sich breite Flächen von $-\frac{1}{2}R$, das positive $\frac{1}{4}R$ ist durch schmale Flächen vertreten und an der Spitze des Krystalles liegt das basische Pinakoid $c = (0001)$.

Wie sich aus dem Mitgetheilten ergibt, ist der Formenkreis des Eisenglanzes von Dognacska kein sonderlich grosser; das Interesse concentrirt sich auf die Ausbildung der Krystalle und die Zwillingsbildungen.

Mineralog.-petrograph. Univ.-Inst. zu Wien, October 1896.

Digitized by Google

XXIII. Mineralogisches.

Von **A. Frenzel.**

22. Vorkommnisse von Zschorlau.

Das kleine Magneteisensteinlager zu Zschorlau bei Schneeberg i. S. ist schon seit langer Zeit in Betrieb gestanden und Freiesleben berichtet über Vorkommnisse von Granat, Liëvrit und Egeran dieses Lagers an drei Stellen in seinem Magazin für die Oryktographie von Sachsen, erstes Heft 1828, pag. 37, 119, 128. Der „Magnetstollen" bei Zschorlau kam 1780 zum Erliegen und wurde 1884 durch den Fabrikanten Friedrich in Neustädtel-Schneeberg wieder aufgewältigt. Friedrich fand Magneteisen nur an der Oberfläche im aufgerollten Land, überfuhr aber verschiedene erzführende Trümmer und einen ausgeprägten Spathgang. Dieser Gang führte Wismutocker und gediegen Wismut und enthielt an einem Kreuz mit einem stehenden Gang Erze mit 28 Procent Wismut, 12 Procent Blei und 2 Procent Silber. Am 18. September 1886 begann Friedrich mit der Anlage des neuen Magnetstollen am Filzbache, welcher circa 500 Meter nördlicher und 30 Meter tiefer als der alte angelegt war. Nach vieler mühevoller Arbeit — es mussten circa 100 Meter schwimmendes Gebirge aufgewältigt werden — wurde festes Gestein und ein Gang erreicht, auf welchem grössere Anbrüche von Wismutocker stattfanden. Am 21. Juli 1890 wurde die Grube „Magnetstolln Vereinigt Feld" von Ludwig Ronthaler übernommen, kam jedoch bereits Ende März 1895 wieder zum Erliegen infolge der niedrigen Wismutpreise.

Der auf circa 200 Meter erlängte, hora 2 streichende Hauptgang steht wahrscheinlich mit den wismutführenden Hauptgängen von „Spitzleite" und „Sosaer Glück" in Zusammenhang. Neben dem Gange, auf welchem schöner Wismutocker und gediegen Wismut einbrach, wurde im Februar 1888 eine circa 28 Centimeter starke

Digitized by Google

Kluft angefahren, welche Uranerze führte. Das Gestein zeigte sich quarzig-späthig, eisen- und manganhaltig. Vorherrschend brachen Uranite ein, gewöhnlich als Anflug, doch auch in gut ausgebildeten Krystallen, die bekannten Formen zeigend. Und zwar sowohl der Kalkuranit, als auch der Kupferuranit, ersterer vorwiegend. Hiebei fand ich einmal eine Stufe, welche Stilpnosiderit führte, der in Pseudomorphosen nach Uranit auftrat. Als Seltenheiten zeigten sich ferner Zeunerit und Walpurgin, krystallisirt, letzterer in Begleitung von Uranit auf Uranpecherz aufsitzend.

Im März 1888 zeigte sich auf dem Wismutgang eine grössere Niere, welche dunkelblaugraues Erz führte, das nach der docimastischen Probe 40·5 Procent Wismut und 6·6 Procent Kobalt enthielt. Dieses Erz setzte nester- und lagenweise im Gange fort und wurde von Wismutocker und gediegenem Wismut begleitet.

Von diesem Erz erhielt ich reine Partien und diese ergaben sich als ein recht interessantes Mineral. Es ist ein tesseraler Kies, anscheinend holoëdrisch, in kleinen Krystallen auftretend, welche von den Combinationen $\infty O\infty \,.\, O$ und $\infty O\infty \,.\, \infty O$ gebildet werden. Die Oktaëderflächen sind meist glatt, die Hexaëderflächen sehr uneben, durch kleine Aufbauungsflächen. Neigung zum Gestrickten, ähnlich wie bei Stängelkobalt und Cheleutit, ist vorhanden.

Starker Metallglanz, Farbe zinnweiss, Strich schwarz, spröd, Härte 6, specifisches Gewicht 6·92. Chemische Zusammensetzung:

Wismut	20·17
Kupfer	0·69
Arsen	61·59
Antimon	0·16
Kobalt	13·70
Eisen	3·71
Schwefel	0·05
	100·07

Die geringen Gehalte an Kupfer und Schwefel sind als Verunreinigung durch Kupferkies aufzufassen, ein Kupferkiespünktchen wurde auch unter der Lupe wahrgenommen. Bei Vernachlässigung dieser Zahlen berechnen sich die folgenden Verhältnisse:

Digitized by Google

$$\left.\begin{array}{ll} Bi & \frac{20{\cdot}17}{208} = 0{\cdot}097 \\ As & \frac{61{\cdot}59}{75} = 0{\cdot}821 \\ Sb & \frac{0{\cdot}16}{120} = 0{\cdot}001 \end{array}\right\} \; 0{\cdot}919 \; — \; 3{\cdot}07$$

$$\left.\begin{array}{ll} Co & \frac{13{\cdot}70}{58{\cdot}7} = 0{\cdot}233 \\ Fe & \frac{3{\cdot}71}{56} = 0{\cdot}066 \end{array}\right\} \; 0{\cdot}299 \; — \; 1$$

Wir erhalten somit die Formel $Co(As,Bi)_2$, also einen wismuthaltigen Tesseralkies. Das Mineral ist indessen infolge seines hohen Wismutgehaltes so abweichend vom Tesseralkies, dass es schlechthin nicht als solcher bezeichnet werden kann, weshalb wohl besser die Bezeichnung „Bismutosmaltin" zu wählen ist. Das Mineral sieht auch dem Smaltin oder Chloanthit mit seiner zinnweissen Farbe viel ähnlicher, als dem bläulichen Tesseralkies. Zu bemerken ist noch, dass an eine etwaige Beimengung von gediegenem Wismut nicht zu denken ist, zur Analyse wurden nur reine hexaëdrische Krystalle verwendet.

Der Bismutosmaltin schliesst sich dem Cheleutit an. Auch diesem von Kersten zuerst untersuchten Mineral kommt die Tesseralkies-Formel zu. Diesen Cheleutit findet man in den Lehrbüchern unrichtigerweise dem Smaltin angereiht.

Leroy Mac-Cay hat in seiner verdienstvollen Arbeit (Beitrag zur Kenntnis der Kobalt-, Nickel- und Eisenkiese, Freiberg 1883) nahezu die Tesseralkies-Formel gefunden, sich aber alle erdenkliche Mühe gegeben, das Arsen vertretende Wismut aus seiner Analyse zu entfernen, um es als Beimengung von metallischem Wismut betrachten und in Abzug bringen zu können. Ebenso war auch ein Cheleutit von Joachimsthal von Merian untersucht worden, dem nach Rammelsberg gleichfalls die Formel RAs_3 zukommt.

Eine Erwähnung verdient noch das frühere Vorkommen von Liëvrit. Freiesleben erwähnt dieses Vorkommen, das man seit dem Jahre 1825 kenne, in seiner Oryktographie von Sachsen, 1828, I, 119. Das Mineral breche unter ganz ähnlichen Verhältnissen, wie in Elba und Schlesien, auf einem Lager in Glimmerschiefer ein

Digitized by Google

in derben ausgezeichneten Massen, zum Theil stängelig abgesondert, begleitet von Pistazit, Salit und eisenschüssigem Grünstein. Merkwürdigerweise hat diesen Fundort Breithaupt in seinem Handbuch (1847) nicht aufgenommen und noch merkwürdigerer Weise hatte weder die Freiberger, Dresdener, noch sonst eine grössere Sammlung diesen Fundort vertreten. In dieser verneinenden Weise berichtete ich auch Prof. Hintze (Handbuch, Bd. II, 406). Trotzdem hatte sich ein grösserer Theil des Vorkommens, erhalten und zwar unter den Vorräthen der Freiberger bergakademischen Mineralien-Niederlage. Als ich bezüglich dieses Liëvrits mit Herrn Faktor Zinkeisen Rücksprache nahm, wusste derselbe sofort Bescheid und brachte noch eine Anzahl Stufen herzu. Dieselben sind nahe der Tagesoberfläche gefunden worden, denn einige Stufen trugen Anflüge eines Mooses. Die Liëvrite von Zschorlau zeigen zum Theil gute Krystalle, sind klein, doch schön ausgebildet in der gewöhnlichen Combination: $\infty P . \infty \breve{P}2 . \breve{P}\infty . P$. Die Krystalle, welche halbmetallischen Glanz zeigen, sitzen auf derbem Liëvrit oder auf einem rothen Jaspis auf.

23. Kupferglanz.

Auf der im Freiberger Revier gelegenen, jetzt auflässigen Grube „Vereinigt Feld" bei Brand (Mordgrube) kam vor einigen Jahren ein schöner, reiner, derber Kupferglanz vor, welcher 2 Procent Silber enthielt.

In einer solchen Kupferglanzstufe fand ich unlängst eingewachsene Arsenkieskrystalle, die vollständig in Kupferglanz umgewandelt sind. Diese Pseudomorphose Kupferglanz nach Arsenkies findet man nicht in den Verzeichnissen von Blum, ebensowenig auch die oben erwähnte Pseudomorphose Stilpnosiderit nach Uranit. Die in dem derben Kupferglanz eingewachsenen pseudomorphen Krystalle zeigen die gewöhnliche Arsenkiesform: $\infty P . {}^1/_4 \breve{P}\infty$. Arsenkies war auf der Mordgrube ein überaus häufiges Mineral.

24 Wolframit.

Durch Th. Hohmann in Valparaiso erhielt ich merkwürdige Wolframitkrystalle von bolivischen Fundorten. Hätte man solche Krystalle früher gekannt, so wäre man nicht auf die irrthümliche Annahme einer rhombischen Krystallisation gelangt. Die bolivischen

Digitized by Google

Wolframite schliessen sich eng an die durch Prof. Krenner in diesen Mittheilungen 1875, 9 beschriebenen und abgebildeten Wolframitkrystalle von Felsö-Bánya an.

Die Krystalle verschiedener Fundorte lassen verschiedene Ausbildungsweisen erkennen, wie sich aus Folgendem ergibt:

Uncia, Provinz Chayanta. Von hier stammen die einfachsten Krystalle, meist nur von den drei Formen gebildet: $\infty\breve{P}\infty$, $\infty\breve{P}\infty$, $-\frac{1}{2}\breve{P}\infty$. Diese drei Endflächen sind von nahezu gleicher Ausdehnung, so dass die Krystalle nur den Formen nach, nicht aber im Habitus den nadelförmigen oder lamellaren Krystallen von Felsö-Bánya (diese Mittheilungen, 1875, Tafel V, Fig. A) gleichen; sie zeigen vielmehr den Habitus der bekannten schönen einfachen Pyroxenkrystalle von Nordmarken. Das Prisma fehlt immer. Zwillinge nach $\infty\breve{P}\infty$ treten auf, mit einspringendem Winkel an dem einen Ende. Die Krystalle von Uncia erhielt ich nur lose, einzelne tragen Partikelchen von Wismutocker.

Oruro. Die Krystalle von Oruro gleichen den Wolframiten der Zinnerzgänge, namentlich den Ehrenfriedersdorfern. Sie sind langsäulenförmig, das Orthopinakoid herrscht zwar noch vor, doch treten auch die beiden Prismen $\infty P\infty$ und $\infty\breve{P}2$ auf.

Chorolque. Die Wolframite dieses Fundortes sind am merkwürdigsten ausgebildet. Es sind mehrere Typen zu unterscheiden. Die Krystalle des ersten Typus sind nach der Klinoaxe erlängt, bei ihnen herrschen die beiden Formen $\infty\breve{P}\infty$ und $-\frac{1}{2}\breve{P}\infty$ vor, untergeordnet treten auf $\infty\breve{P}\infty$, ∞P und $\infty\breve{P}2$. Diese Wolframitkrystalle zeigen also den Habitus der bekannten rectangulär säulenförmigen Orthoklaskrystalle.

Die Krystalle des zweiten Typus erscheinen wie rhombisch, sie werden von den drei Flächenpaaren $\infty\breve{P}\infty$, $\infty\breve{P}\infty$, oP gebildet. Die fast horizontale Basis des Wolframites gibt diesen Krystallen ein würfeliges Ansehen, und da häufig das Prisma mit auftritt, so erinnern diese Krystalle an Enargit. Die Orientirung ist bei diesen Würfeln leicht, einmal durch die vollkommmene klinodiagonale Spaltbarkeit und durch eine Längsstreifung auf dem Orthopinakoid. Drittens kommen zu Chorolque auch noch solche Formen vor, wie zu Uncia, und zwar sowohl einfache, als auch Zwillingsformen nach dem Orthopinakoid.

Digitized by Google

Die Wolframitkrystalle von Chorolque finden sich sowohl aufsitzend als eingewachsen. Sie brechen auf Wismuterzgängen ein und finden sich in Begleitung von Wismutglanz und Kupferkies.

Auch in der chemischen Zusammensetzung stehen die bolivischen Wolframite dem Wolframit von Felsö-Bánya nahe. Ludwig Sipöcz analysirte das letztere Vorkommen, *a* spec. Gewicht 7.4581 (diese Mittheilungen, 1886, VII, 270); *b* und *c* Wolframite von Uncia bei Oruro, spec. Gewicht 6·96:

	a	*b*	*c*
WO_3	76·14	73·42	71·68
SnO_2	—	—	0 65
FeO	15·67	18·57	19·68
MnO	8·34	6·64	6·20
Unlöslich . . .	—	1·16	1·70
	100·15	99·79	99·91

Die Wolframite von Chorolque ergaben sich nach einer qualitativen Untersuchung als Ferrowolframite.

25. Agricolit.

Für dieses seltene Mineral kann ein neuer Fundort verzeichnet werden. Die Grube Stamm Asser am Graul bei Schwarzenberg i. S. baut auf einem Kieslager schon seit mehr als 100 Jahren. Diese Grube ist als Fundort schön krystallisirter Skorodite und grosser Stalaktiten von Eisenvitriol und Kupfervitriol bekannt. Ueber dem Kieslager hat man in neuerer Zeit ein Lager von Wismutocker aufgeschlossen, das zur Zeit abgebaut wird.

Mit diesem Wismutocker vergesellschaftet fand sich das neue Vorkommen des Agricolit. Der Agricolit kommt in radialstrahligen Aggregaten von grauer, gelber bis grüner Farbe vor; die Sterne sitzen auf derbem Wismutocker auf und das Mineral hat mit Wavellit die auffallendste Aehnlichkeit.

Der verewigte A. W. Stelzner brachte das Mineral zuerst nach Freiberg und beobachtete als grösste schiefe Auslöschung 51°. Herr Professor Kolbeck untersuchte das Mineral auf Stelzner's Wunsch und fand als Mischung Wismutsilicat mit Spuren von Phosphorsäure.

Digitized by Google

26. Arsen.

Bekanntlich tritt das Arsen selten in deutlichen Krystallen auf. Doch hatte ich in meiner Sammlung, welche durch Kauf in die Hände des Herrn Julius Böhm in Wien überging, ein vorzügliches Stück von Nagyag mit gut ausgebildeten Rhomboëdern. Dieses Stück bat sich einmal V. von Zepharovich zu einer krystallographischen Untersuchung aus, hat jedoch leider darüber nichts veröffentlicht.

Im October 1894 gelangte an die Freiberger fiscalischen Hüttenwerke ein Muster Arsenerz aus Japan. Dieses Arsenerz ergab sich als silberfreies metallisches Arsen. Von besonderem Interesse war jedoch das mineralogische Auftreten, da das japanische Arsen durchweg in Krystallen vorlag. Die Krystalle zeigen das Grundrhomboëder R, dasselbe, was auch an den Krystallen von Nagyag vorlag. Die Rhomboëder von Japan sind lose Krystalle, welche entweder als Einzelform auftreten, oder, was noch häufiger der Fall ist, die würfelförmig scheinenden Rhomboëder sind zu kugeligen Gruppen vereinigt. Die Krystallflächen sind rauh und zu Messungen ungeeignet. Als Begleiter des Arsens treten Pyrit und Quarz auf. Das Erz gab einen Gesammtgehalt an Arsen von 86·6 Procent. Das spec. Gewicht der Arsenkrystalle beträgt 5·70.

Der Fundort dieses interessanten Mineralvorkommens ist: Dorf Akadanimura, Kreis Ohnogori, Provinz Echizen. Die Eingebornen nennen die Kugeln Konpeito, das heisst Confect (Confetti).

Mittlerweile sind die Arsenrhomboëder auch in den Mineralhandel gelangt, in dem sie sowohl von der königl. Mineralien-Niederlage in Freiberg, als auch von Geo. L. English & Co. in New-York verkauft werden.

REESE LIBRARY OF THE UNIVERSITY OF CALIFORNIA
Digitized by Google

XXIV. Ueber die Geologie der Ponzainsel.

Von **V. Sabatini** in Rom.

In diesen Mittheilungen[1]) ist eine Arbeit von C. C. Schneider über die Geologie der Ponzainsel erschienen, in welcher der Verfasser fast alle von Prof. Doelter und mir über denselben Gegenstand gefassten Schlüsse zu bekämpfen versucht.

Hiemit möchte ich dasjenige kurz zusammenfassen, was ich meinem verehrten Gegner ausführlich im Bollettino della Società geologica italiana antworten werde.

Die Insel Ponza ist hauptsächlich aus einem rhyolithischen, aschgrauen, theilweise gelbgefleckten Tuffe zusammengesetzt, der mit steilen Felswänden in das Meer abfällt. Ueber diesen Wänden sieht man, dass der Tuff von dunkleren Bändern durchzogen ist, die einem rhyolithischen Gesteine angehören.

Sowohl Doelter als ich sahen darin nur Rhyolithgänge, die den Rhyolithtuff durchziehen. Schneider meint dagegen, dass es sich um Stöcke oder Gangstöcke aus Rhyolith ohne sichtbaren Zusammenhang handelt, die in den später abgewitterten Tuff intrusiv hineinragen.

Nur der Zufall also hätte dieser Abwitterung des Tuffes die Bänderform, welche Gängeform nachahmt, gegeben und hätte dadurch Doelter und mich irregeleitet.

1. Ich werde vorerst darauf aufmerksam machen, dass bei manchen unserer Gänge die einzelnen blossgelegten Rhyolithmassen so schön geradlinig durchstreichen, dass es schwer erscheint, sie als nicht zusammenhängende Stöcke aufzufassen.

2. Ferner lehrt die Beobachtung der schönen und zahlreichen, an Meeresklippen vorkommenden Profile sehr oft in den im Tuffe zutage tretenden Rhyolithmassen solche reguläre Formen kennen, dass, obwohl man dem Zufall manche solche Formen einräumen kann, man doch für unwahrscheinlich halten muss, dass sie so oft vorkommen.

---

[1]) Tschermak's Miner. u. petrog. Mitth., Bd. XVI, 65—95.

Digitized by Google

Solche mit Gängen vereinbarliche Erscheinungen lassen sich schwer mit Stöcken oder Gangstöcken zusammenreimen. — Für den Nachweis solcher Fälle verweise ich vorläufig auf die von Schneider angeführten Profile.

3. Auch die Thatsache ist von Belang, dass nämlich die Contactzonen nach denjenigen Richtungen orientirt sind, die die von uns angegebenen Gänge selbst haben.

Wäre der Rhyolith nur stockförmig ausgebrochen, so müssten die Contactzonen an allen Stellen der Stöcke erscheinen, also nach allen Richtungen gelagert sein.

4. Uebrigens ist es ziemlich schwer, ein so loses Material sich vorzustellen, dass es, wie der Rhyolithtuff, leicht zu Lavainjectionen geeignet gewesen wäre, und zwar so leicht, dass, wie Schneider selbst angibt, es mit Rhyolithstöcken erfüllt ist, ohne dass man annimmt, der Tuff selbst sei radial geradlinig gespaltet worden.

Die Beweisführung von Schneider stützt sich hauptsächlich darauf, dass die Gänge nicht in den Thälern erscheinen, die knapp an den von uns angegebenen Gängen der Küste gelegen sind. Nun sind diese Thäler sowohl an den Seiten als auch auf dem Grunde von späterem, theilweise aus Schutt bestehendem Material überdeckt. Es ist ein subaërischer, an sehr vielen Stellen dunkelgelb erscheinender Tuff, ferner ein loses Conglomerat und so viel Ackerboden, dass die Insel im Innern meistentheils mit ergiebigen Weinbergen bepflanzt wird.

Es ist daher begreiflich, dass Schneider nicht alle unsere Gänge der ganzen Länge nach verfolgen konnte; das ist aber kein genügender Grund, um die von Doelter und mir angegebene Begrenzung der Gänge willkürlich zu nennen.

Abgesehen von den späteren Gebirgsarten, die einen Gang verdecken können, ist doch bekannt, dass eine Gebirgsspalte nicht ganz von Lava ausgefüllt wird. Wie ist es denn daher möglich einen Gang seiner ganzen Länge nach verfolgen zu können? Aber eine gewisse Anzahl von zutage tretenden alliniirten Lavamassen sollte genügen. Wir haben, Doelter und ich, so viel davon herausgesucht, als uns für eine erste Skizze genügend erschien. Schneider hätte andere suchen können und würde sie auch gefunden haben. Aber was mir in seiner Abhandlung unverständlich erscheint, ist der folgende Passus, pag. 91:

Digitized by Google

„Gleichfalls durch gar nichts bewiesen ist der Zusammenhang der Rhyolithmassen, welche östlich von Ponza an der Einengung, an der Punta della Madonna und in deren drei vorgelagerten Felsen anstehen — selbst angenommen, dass diese zusammen gehören — mit dem Rhyolith südlich an der Falconewand. Es ist wirklich unbegreiflich, wie Doelter hier einen schnurgeraden Gang (seinen ersten, den zweiten bei Sabatini) einzuzeichnen vermochte, da von Ponza aus bis hinter den Falconerücken auch nicht die Spur von Rhyolith zu finden ist, ...“

Wer die kleine geologische Karte von Schneider überblickt, wird mit Erstaunen sehen, dass, wo mein II. Gang gezeichnet ist, ein etwa 2 Kilometer langes continuirliches Rhyolithband und andere Rhyolithmassen aufgetragen sind. Wo ist nun Schneider im Recht, als Verfasser des Textes oder als derjenige der Karte?

Mein II. Gang tritt zutage 60 Meter ü. M. am Fusswege, der von St. Antonio nach Semaforo führt. Ferner erscheint der Gang in Ponza selbst (etwa 70 Meter ü. M.) und zweimal an der Küste, nämlich im Westen und im Osten der Insel. Von diesem letzten Punkte aus erscheinen in derselben Linie vier senkrechte wandartige Klippen desselben Rhyolithes, 50 Meter lang, 20 Meter hoch und circa 3—4 Meter dick. Die erste dieser Klippen bildet einen in's Meer steil abfallenden Felsen, anderseits stösst sie an den grauen Tuff eines halbinselartigen Vorsprunges, der südlich den Hafen von Ponza einschliesst. An der Contactstelle der beiden Gesteine nimmt man zwei dünne Bänder wahr, deren eines aus grünem und das andere aus gelbem Retinit mit den gewöhnlichen Uebergängen besteht. Endlich liegen noch andere wandartige Klippen weiter seewärts in derselben Linie (Scogli della Madonna).

Mein II. Gang ist daher durch folgende Elemente bestimmt:

1. Contactmetamorphismus zwischen Rhyolith und Tuff, der hauptsächlich die intrusive Natur des ersten Gesteines in das zweite beweist, was übrigens auch von Schneider zugegeben wird;

2. acht zutage tretende alliniirte Rhyolithpartien auf einer etwa 2 Kilometer langen Strecke;

3. verticale wandartige Bildung, die längs einer Linie von etwa 100 Meter erscheint und östlich beobachtet werden kann.

Ich gebe zu, dass infolge von späteren eingehenden Beobachtungen einige der angeführten Gänge wegfallen oder modificirt

Digitized by Google

werden können, aber es erscheint mir die gangartige Natur des Rhyolithes der Ponzainsel klar und genügend bewiesen.

Schneider bestreitet, dass der Hafen von Ponza und Cala d'Inferno Punkte darstellen, wo zwei Krater der Insel gewesen sein sollen. Wir haben sie als wahrscheinlich angenommen, da gegen dieselben die von Doelter und mir eingezeichneten Gänge zusammenlaufen.

Unser werter Gegner frägt uns hingegen, „welche physikalischen Gesetze mögen den flüssigen Rhyolith vom Hafen aus", der auf dem Meeresspiegel liegt, „bis zur Höhe des 3 Kilometer weit entfernten Monte Core" — d. h. 204 Meter ü. M. — „gedrängt haben"?

Die Frage scheint mir etwas sonderbar. Weder Doelter noch ich haben je behauptet, dass der jetzige Hafen von Ponza diejenige Lage darstellt, die der dem betreffenden Centrum gehörige Krater gehabt hätte zur Zeit, als die Eruption den nach Monte Core hinziehenden Gang hervorbrachte.

Seit jener Zeit wird diese Eruptionsmündung wohl tausende von Veränderungen durchgemacht haben, vorerst durch den Einfluss innerer und äusserer Kräfte, später allein durch letztere.

Aber das Princip, das der Verfasser aufstellen möchte, nämlich „wo das Magma aufstieg, sammelte es sich auch hauptsächlich an", ist durchaus unverträglich mit Gängen und Lavaströmen.

Schneider bestreitet, dass der Rhyolithtuff und der Rhyolith submarine Eruptionen darstellen. Die Frage werde ich eingehend in meinem Aufsatze behandeln. Vorläufig erlaube ich mir nur darauf aufmerksam zu machen, dass in Santa Croce über den beiden genannten Gesteinen ein Sandstein oder sandkalkhaltiger Tuff auflagert, der aus Theilchen vulcanischen Ursprungs, und vorzugsweise aus Bruchstücken von Gasteropoden, Lamellibranchien, Bryozoen und Echiniden zusammengesetzt ist.

Dr. G. di Stefano hat darin auch gut erhaltene Gasteropoden und verwertbare Exemplare einer Polystonella sp. gefunden. Es ist daher nicht in Frage zu stellen, dass der betreffende Tuff marine Ablagerung sei, obwohl Schneider diese Thatsache anficht. Es handelt sich hiemit nicht darum, Ablagerungen zu besprechen, die seltene Versteinerungen enthalten und daher auf flüchtigen Wanderungen nicht angetroffen werden, sondern um massenhafte Fossilien, die grösstentheils das Gestein selbst aus-

Digitized by Google

machen. Ihr Vorhandensein darf nicht in Zweifel gestellt werden, und die Aussage Schneider's, „deren Entstehungsweise festzustellen war mir unmöglich," ist mir daher unbegreiflich. Die genannte Ablagerung ist eben unter dem Meere erfolgt.[1])

Neulich hatte ich die Gelegenheit, eine viertägige Excursion auf der Ponzainsel zu machen, wobei ich die Ueberzeugung gewonnen habe, dass der gelbliche geschichtete Tuff *ts* meiner Karte aus zwei Theilen besteht. Der eine ist ein Rhyolithtuff, späterer Entstehung als der Rhyolith, fast immer geschichtet und auf durch das Meer gebildeten Terrassen gelagert. Der andere Theil ist der von mir unter dem Mikroskop beiläufig studirte gelbe Tuff, dessen Ursprung wohl terrestrisch sein mag, und der wahrscheinlich andesitisch ist.

Der erste Theil sollte, obwohl jünger, mit den unteren, an vielen Punkten geschichteten Rhyolithtuffen zusammengefasst werden. Der zweite Theil allein hätte ein Glied für sich ausmachen müssen, das ich aber nicht mehr geschichteten Tuff nennen möchte, da gerade dieser Theil meines früheren *ts* nicht geschichtet zu sein scheint; vielmehr möchte ich diesen gelben oder tabakfarbigen subaërisch gebildeten Tuff mit den Andesit-Eruptionen in Zusammenhang bringen und ihn demgemäss Andesittuff nennen.

Indem Schneider meinen früheren *ts* mit den darunterliegenden Rhyolithtuffen zusammenfasst, welche geschichtet erscheinen, nennt er ihn Trachyttuff. Er schliesst darin auch den durch Fumarolen umgewandelten Rhyolithtuff ein, welchen ich auf Incenso angegeben habe. Wenn Schneider bezüglich dieses Tuffes angibt, dass er mit mir übereinstimmt, so ist diese Uebereinstimmung eine Folge von Missverständnis, weil Schneider Trachyttuff nennt, was ich eigentlich Rhyolithtuff genannt habe. Ein Missverständnis ist es auch, wenn er meint, ich habe behauptet, dass mein geschichteter Tuff darum marinen Ursprungs sei, nur weil er geschichtet ist.

Schneider sieht in dem grossen Andesitmassiv von etwa 2,000.000 Cubikmeter, das die Punta della Guardia bildet, einen Theil der Lava des nahe gelegenen Monte Guardia, die aus einer Höhe von über 150 Meter in's Meer gefallen wäre.

Abgesehen von dem sonderbaren Zufalle, dass die Massivorientirung die gleiche geblieben ist nach dem angenommenen Falle,

[1]) Uebrigens werden Marinenreste auch im Rhyolithtuffe gefunden, wie ich in meinem ausführlichen Aufsatze in Boll. Società Geologica darlegen werde.

Digitized by Google

wie ich zu beweisen mir vorbehalte, bleibt die unerklärliche Thatsache, dass ein Bergtheil von einer ansehnlichen Höhe herunterfällt, ohne sich in Brocken zu zertheilen, sondern nur eine kleine Verwerfung zeigt. Solche Verwerfungen sind übrigens unbedeutend und werden auch auf der Spitze von Monte Guardia selbst beobachtet und beweisen daher nichts.

Das einzige werde ich meinem verehrten Gegner zugeben, dass nämlich kein sichtbarer Zusammenhang existirt zwischen dem Andesit von Punta della Guardia und demjenigen von Monte della Guardia.

Ein von mir obwohl mit Zweifel ausgesprochenes Resultat hätte Schneider auf die Unhaltbarkeit seiner Annahme führen können, das auf wenige Dünnschliffe gestützte Resultat nämlich, dass der Andesit von Monte Guardia und derjenige von Punta della Guardia nicht dasselbe ist.

Diesen Fall, den Schneider vor seiner gegen mich gerichteten Publication hätte prüfen sollen, ist nun von mir selbst durch neuere Untersuchung entschieden worden.[1])

Was die Sphäroidalstructur der Calzoni del Muto anbelangt, so gebe ich zu, dass sie nicht in allen Punkten des Gesteines zum Vorschein tritt, in verschiedenen jedoch deutlich ist. Auf den Klippen zwischen den due Calzoni scheiden sich geradezu Lavakugeln aus.

Rom, November 1896.

[1]) Die Lava von Monte Guardia zeigt eine Anhäufung von grossen Feldspäthen, welche fast durchwegs aus Sanidin bestehen. Die Lava von Punta della Guardia ist ebenfalls voll von Feldspäthen, deren Dimensionen kleiner sind als die der vorhergehenden, und welche fast durchwegs der Kalk-Natron-Reihe angehören.

Digitized by Google

XXV. Notizen.

Topas von Mino.

Im Sommer dieses Jahres benützte ich einen mir von Herrn Professor Hans Höfer ertheilten Urlaub, um eine Suite von Topaskrystallen, welche Herr Kotora Jimbo aus Tokio dem mineralogisch-petrographischen Institute der Universität Wien geschenkweise überlassen hatte, durchzumessen. Die Arbeit war bereits fertig, und ich hatte mich nur um einige geologische Daten an Herrn Jimbo gewandt, als dieser mir an Stelle jener Daten eine fertige Arbeit über dieses Thema von Rigakushi Tadasu Hiki[1]) übersandte, so dass die Publication des grössten Theiles meiner Arbeit überflüssig wird mit Ausnahme der wenigen neuen Flächen, welche Herr Tadasu Hiki an seinem Materiale nicht beobachten konnte.

An den von mir gemessenen 75 Krystallen finden sich folgende Formen:

Brachypinakoid b (010).

Prismen M (110), m (230), l (120).

Pyramiden o (111), u (112), i (113), t (135), S (335), $\mathfrak{f}$ (225).

Makrodomen d (101), h (103), p (102).

Endfläche[2]) P (001).

Brachydomen f (011), y (021), X (023).

Der grösste Theil der beobachteten Formen stimmt mit den von Herrn Hiki angegebenen überein. An meinem Materiale nicht ausgebildet waren die Formen:

v (122), r (121), x (123), g (130), π (250), O (560), λ (470), T (350),

während bei Hiki und den übrigen Bearbeitern der japanischen Topase[3]) nicht angeführt erscheinen: das Makrodoma p (102) und die Pyramiden t (135), S (335), und $\mathfrak{f}$ (225).

Wiewohl die Flächen dieser Gestalten unverkennbar den Charakter von Prärosionsflächen[4]) an sich tragen, sind sie doch so gut ausgebildet (bis 0·5 Millimeter Breite), dass die Zeichen mit voller Sicherheit ermittelt werden konnten. Einzig und allein aus diesem Grunde habe ich mich auch entschlossen, diesen kleinen Beitrag zur Kenntnis der japanischen Topase zu veröffentlichen.

---

[1]) Tadasu Hiki, Notes on the Topaz from Mino. Sep.-Abdr. aus dem Journal of the College of science imperial university Tokio, Japan, Vol. IX, pag. 1, pl. 1.

[2]) Die Flächenbezeichnung ist nach Hintze, Handbuch der Mineralogie, 1889 durchgeführt.

[3]) Die Literatur über die bis jetzt erschienenen Arbeiten, welche japanische Topase behandeln, ist vollständig in der Arbeit von T. Hiki (l. c.) gegeben.

[4]) Ueber die Bedeutung der Prärosionsflächen siehe Hamberg, Natürliche Corrosionserscheinungen und neue Krystallflächen am Adular vom Schwarzenstein, Bihang till. k. svenska vet. Akad. Handlingar, Band XIII, Afd. II, Nr. 4.

Digitized by Google

Das Makrodoma p (102) ist bei einem Krystall von der Combination M (110), l (120), f (011), u (112) als schmale gerade Abstumpfung der Kanten von u (112) und (1$\bar{1}$2) zu sehen.

Die Pyramidenfläche t (135) liegt zwischen den Flächen u (112) und dem Brachydoma X (023) auf einem anderen Krystall, die übrigen Flächen desselben sind M (110), l (120), f (011), y (021), X (023), o (111), u (112). Die Fläche t hat gute Reflexe und es beträgt der Winkel von u (112) : t (135) = 22° 8′, während Hintze[1]) und Kokscharow[2]) 22° 5′ finden.

Schliesslich sind noch die beiden Pyramiden S (335) und f (225) zu erwähnen. Beide Formen gehören, wie man sieht, der Reihe der Protopyramiden an, und zwar erscheint S an der Kante o (111) : u (112), während f zwischen u (112) und i (113) liegt. Die Reflexe von f und S sind zwar ziemlich stark dilatirt, es gelingt aber durch Veränderung des Incidenzwinkels[3]) leicht den wahren Flächenort zu ermitteln.

Die gemessenen Winkel betragen o (111) : S (335) = 13° 30′; M (110) : S (335) = 39° 36′; o (111) : f (225) = 24° 10′; M (110) : f (225) = 50° 16′.

Aus diesen Winkeln ergeben sich die Parameterverhältnisse für

S . . . . $a : b : 0{\cdot}5815\, c$ und für

f . . . . $a : b : 0{\cdot}407\, c$ wofür

man setzen kann $a : b : 0{\cdot}6\, c$ und

$a : b : 0{\cdot}4\, c$.

Die berechneten Winkel betragen für M (110) : S (335) = 39° 14′ und M (110) : f (225) = 50° 46′.

Die Fläche f (225) wurde von Cross und Hillebrand[4]) an Topasen von Pike's Peak, Colorado beobachtet, ohne dass derselbe Winkelangaben macht, die Fläche S (335)[5]) von Grünhut an Topasen von Urulga aus Russland gefunden, und beträgt der von ihm gemessene Winkel zur Fläche M (110) = 39° 13′.

Bevor ich diese meine kurze Notiz beschliesse, fühle ich mich verpflichtet, Herrn Hofrath Tschermak für die Erlaubnis, in seinem Institute zu arbeiten und für sein mir stets entgegengebrachtes Wohlwollen, meinem Freunde Dr. A. Pelikan, Privatdocent an der Universität in Wien, für seine werkthätige Hilfe meinen wärmsten Dank auszusprechen.

Dr. Karl A. Redlich in Leoben.

---

[1]) Hintze, Handbuch der Mineralogie. Leipzig 1889, pag. 104.

[2]) Kokscharow, Materialien zur Mineralogie Russlands, Bd. II, pag. 236.

[3]) Websky, Ueber die Lichtreflexe schmaler Krystallflächen. Zeitschrift für Kryst., Bd IV, pag. 568.

[4]) Cross und W. F. Hillebrand, Notes on some interesting Minerals occuring near Pike Peak, Colorado. Amer. Journal, 1882, Vol. XXIV, pag. 281.

[5]) Grünhut, Beiträge zur krystallographischen Kenntnis der Andalusites und des Topases. Zeitschrift für Krystallographie und Mineralogie, herausgegeben von P. Groth. 1884, Bd. IX, pag. 147.

Digitized by Google

XXVI. Literatur.

Krystallographie, Chemie, Physik.

Beckenkamp J.: Die Anomalien der Krystalle. — Beil. zum 13. Jahresber. der Mittelschule zu Mühlhausen i. Els.

Bensaude A.: Die wahrscheinlichen Ursachen der anomalen Doppelbrechung der Krystalle. (Eine Erwiderung auf die Bemerkungen des Herrn Prof. R. Brauns.) — Lissabon, National-Druckerei, 1896.

Goguel H.: Contribution à l'étude des Arséniates et Antimoniates cristallisés, préparés par voie humide. — Bordeaux 1894.

Hinterberger H.: Ueber Untersuchungen mit Röntgenstrahlen. — Wiener Photographische Blätter, Nr. 11, 1896.

Knett J.: Künstlicher Eisenglanz als Anflug an gesalzenen Thonwaaren. — Sonder-Abdr.: „Thonindustrie-Zeitung", Berlin 1896.

Krickmeyer R.: Beiträge zum Isomorphismus der Alkalisalze. — Zeitschr. f. physikal. Chemie, XXI, 1.

Lehmann O.: Ueber die Theilbarkeit der Körper. (Antrittsrede.) — Sep.-Abdr.: „Natur", 1889, Nr. 32.

Michel A.: Zur Kenntnis der Gruber'schen Serumalbumin-Krystalle. — Inaug.-Diss., Würzburg 1895.

Moeller Guido: Ueber das Moleculargewicht der überschwefelsauren und übermolybdänsauren Salze. — II. Ueber die dispersionsfreie Molecularrefraction einiger organischer Verbindungen. — Inaug.-Diss., Berlin 1893.

Moses A. J. und Weinschenk E.: Ueber eine einfache Vorrichtung zur Messung der Brechungsexponenten kleiner Krystalle mittels Totalreflexion. — Sep.-Abdr.: Zeitschr. f. Kryst. XXVI, 2.

Peck Friedrich B.: Beitrag zur krystallographischen Kenntnis des Bournonit, nebst einem Anhang: Wärmeleitung des Antimonit und Bournonit. — Zeitschr. f. Kryst. XXVII.

Retgers J. W. †: Beiträge zur Kenntnis des Isomorphismus. Beryllium ist nicht isomorph mit den Metallen der Magnesiumgruppe. — Sep.-Abdr.: Zeitschr. f. phys. Chemie. XX, 4.

Schmidt C.: Optischer Schlüssel zur Untersuchung der Dünnschliffe pellucider Mineralien in polarisirtem Licht zwischen gekreuzten Nicols. — Als Manuscript gedruckt. Juni 1896.

Schröder van der Kolk J. L. C.: Doppelverbindungen von Anilin mit Metallsalzen I. — Sep.-Abdr.: Zeitschr. f. anal. Chemie. XXXV. Jahrg.

Traube H.: Ueber das optische Drehungsvermögen von Körpern im krystallisirten und im amorphen Zustande. — Neues Jahrb. f. Mineral. etc. B.-Bd. X.

Derselbe: Bemerkungen zu dem Aufsatze des Herrn P. Walden zur Charakteristik optisch-isomerer Verbindungen. — Berichte der Deutschen chem. Gesellsch. XXIX, Heft 15.

Digitized by Google

Viola C.: Metodo per determinare l'indice di rifrazione della luce di un minerale nelle lamine sottili. — Acc. d. Lincei Cl. di scienze fisiche, mat. e nat. — Estratto dal vol V, 1° Sem., Serie 5ª, Fasc. 6°. — Seduta del 15 marzo 1896.

Voigt W.: Eine neue Methode zur Untersuchung der Wärmeleitung in Krystallen. I. Ueber die Lage der Absorptionsbüschel in zweiaxigen pleochroitischen Krystallen. — Nachr. d. k. Gesellsch. d. Wissensch. zu Göttingen, 1896, Heft 3.

Mineralogie.

Achiardi G. D.: Il granato dell Affaccata (Elba). — Estr. d. Ann. d. Univ. toscane, Tom. XX.

Artini E.: Apatite dell'Elba. — R. Accad. dei Lincei. Vol. IV, 2ª Sem., Serie 5ª, Fasc. 10°. 1895.

Derselbe: Su alcuni Minerali di Gorno. — Atti della Soc. Ital. di scienze naturali. Vol. XXXV, 1896.

Derselbe: Intorno alla composizione mineralogica di due sabbie de Litorale Adriatico. — Rendiconti R. Ist. Lomb. etc. Serie II, Vol. XXIX, 1896.

Derselbe: Baritina di Vassera. — Atti della Soc. Ital. di scienze naturali. Vol XXXV, 1896.

Baumhauer H.: Ueber den Rathit, ein neues Mineral aus dem Binnenthaler Dolomit. — Sep.-Abdr.: Zeitschr. f. Kryst. XXVI, 6.

Chaves Federico: Contributiones al Estudio de los Minerales de Maro (Provincia de Malaga). — Anal. de la Soc. Esp. de Hist. Nat. Tomo XXIV, 1895.

Day Dav.: Mineral Products of the United States. — Calendar Years 1886 to 1895. — Washington 1896.

Fantappie L.: La Damburite ed altri Minerali in alcuni pezzi notevoli di rocce antiche, tra i „blocchi eratici" della regione Cimina. — Estr. d. „Rivista di Min. e Crist. Ital". Vol. XVI.

Frenzel A.: Leitfaden für den Unterricht in der Mineralogie an der kgl. Bergschule zu Freiberg. — Freiberg 1895.

Hiki Tadasu: Notes on the Topaz from Mino. — Repr. fr. the Jour. of the Coll. of Sci., Imp. Univ. Tokio. Vol. IX, 1895.

Hobbs W. H.: A Summary of Progress in Mineralogy in 1895. — From Monthly Notes in the „American Naturalist".

Laspeyres H. und Kaiser E.: Mittheilungen aus dem mineralog. Museum der Universität Bonn. VII. — Zeitschr. f. Kryst. etc. XXVII, 1, 1896.

Inhalt: 43. Calcitstrontit von Drensteinfurt. — 44. Vorrichtung zur Scheidung von Mineralien mittels schwerer Flüssigkeiten. — 45. Luftdichter Verschluss der Mineralien in Schausammlungen. — 46. Die Zwillingsgesetze des Kupferglanz. — 47. Haarförmiger Antimonglanz aus Rheinland und Westphalen. — 48. Jamesonit von Bräunsdorf, Sachsen. — 49. Zinkblende von Adenau, Rheinprovinz. — 50. Gemeiner Quarz aus dem niederrheinischen Tertiär und aus den Gängen des Devon des rheinischen Schiefergebirges.

Leonard A. G.: Lead and zinc deposits of Jowa. — Jowa Geological Survey, Vol VI.

Lewis W. J.: On the Humite Series. — Miner. Mag. Vol. XI, Nr. 51.

Digitized by Google

Lindström G.: Analys af Edingtonit från Böhlet. — Ofversigt af kongl. Vetenskaps-Akademiens Förhandlingar, 1896, Nr. 6, Stockholm.

Liversidge A.: On some South Wales and other Minerals. (Read before the Royal Soc. of N. S. Wales, 6. Nov. 1895.) — On the Amount of Gold and Silver in Sea-Water. — The Removal of Silver and Gold from Sea-Water by Muntz Metal Sheathing. (Read besore the R. Soc. of. N. S. Wales, 2. Oct. 1895.)

Merrill G. P.: An Occurrence of Free Gold in Granite. — Fr. the Amer. Journ. of Science. Vol. I, April 1896.

Derselbe: Notes on Asbestos and Asbestiform Minerals. — Proceedings of the United St. Nat. Museum, Vol. XVIII, pag. 281—292.

Philippi E.: Ein neues Vorkommen von Mikroklin im Spessart. — Sonder-Abdr.: Bericht über d. Senckenbergische Naturf.-Gesellsch. in Frankfurt a. M. 1896.

Rinne F.: Physikalisch-chemische Untersuchungen am Desmin. — Neues Jahrb. f. Mineral. etc. 1897, I.

Smyth C. H.: The Genetic Relations of Certain Minerals of Northern, New-York. — Transact. N. Y. Acad. Sci. Vol. XV, 17. Sept. 1896.

Petrographie, Geologie, Paläontologie.

Andersson G. und Berghell H.: Torfmosse öfverlagrad af strandvall väster om Ladoga. — Aftryck m. Geol. För. i Stockholm Förhandl. Bd. 17, Häft 1, 1895.

Becker George F.: Schistosity and Slaty Cleavage. — Journ. of Geol. Vol. IV, 1896.

Bergeat A.: Der Stromboli als Wetterprophet. — Zeitschr. d. Deutsch. geol. Gesellsch., Jahrg. 1896.

Blaas J.: Ueber die Lage der Schnittlinie von Terrainflächen und geologischen Ebenen (mit einer lith. Tafel). — Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt, Wien, Bd. XLVI, 1896.

Derselbe: Ueber eine neue Methode der Bezeichnung und Darstellung geologischer Ebenen. — Zeitschr. f. prakt. Geol., September 1896.

Bombicci L.: Sulle velature carboniose bituminoidi e sulle incrostazioni ferro-manganesifere e finamente sabbiose ricuoprenti il quarzo cristallizzato del macigno di porretta. — Estr. d. Ser. II, Tom. V d. Mem. d. R. Accad. d. Sci. d. Ist. d. Bologna.

Derselbe: Risposte al Questionario per la Nomenclatura Litologia. — Estr. d. Ser. V, Tom V d. Mem. d. R. Accad. d. Sci. d. Ist. d. Bologna.

Derselbe: Sulla intrusione forzata ascendente di Argille fattesi simili alle A. scagliose con breccioline verdi associate nelle fratture verticali de banchi selenitici. — Estr. d. Ser. V, Tom V d. Mem. d. R. Accad. d. Sci. d. Ist. d. Bologna.

Derselbe: Le brecciole poligeniche dell' appenino bolognese. — Estr. d. Ser. V, Tom V d. Mem. d. R. Accad. d. Sci. d. Ist. d. Bologna 1895.

Derselbe: Sui Ciottoli improntati inordine alla loro distribuzione lungo le grandi linee di faglia del territorio Bolognese. — Estr. d. Ser. V, Tom. V d. Mem. d. R. Accad. d. Sci. d. Ist. d. Bologna.

Derselbe: Sulle intrusione ascendenti di materiali argilloide nelle fratture regionali dell appenino Emiliano. — Estr. d. Ser. V, Tom. V. d. Mem. d. R. Accad. d. Sci. d. Ist. d. Bologna 1895.

Digitized by Google

Derselbe: Sulle injezioni e intrusioni di rocce cristalline entro rocce analoche di eruzioni praecedenti. — Estr. d. Ser. V, Tom. V d. Mem. d. R. Accad. d. Sci. d. Ist. d. Bologna.

Derselbe: Sulle reciproche analogie fra talune forme frequenti ma finora inesplicate dei minerali delle argille scagliose d intrusione ascendente. — Estr. d. Ser. V, Tom VI d. Mem. d. R. Accad. d. Sci. d. Ist. d. Bologna.

Bruhns W.: Petrographische Mittheilungen I. — Verhandl. d. naturhistor. Vereines d. preuss. Rheinlande etc. 53. Jahrg., 1896.

Bücking H.: Die Lagerungsverhältnisse im Grundgebirge des Spessarts. — Zeitschr. d. Deutsch. geol. Gesellsch., 1896.

Bulletin of the Geological Institution of the University of Upsala edited by Hj. Sjögren. Vol. II, Part. 2, Nr. 4.

Inhalt: 5. Ueber cambrische und silurische, phosphoritführende Gesteine aus Schweden von Joh. Gunnar Anderson. — 6. Ueber die Graptolithen von Carl Wiman. — 7. Eine Torfmooruntersuchung aus dem nördlichen Nerike von Rutger Sernander und Kunt Kjellmark. — 8. Notes on the Structur and Development of the Turfmoor Stormur in Gestrikland by Gustav Hellsing.

Doelter C.: Synthetische Studien. — Neues Jahrb. f. Mineralogie etc. Bd. I, 1897.

Duparc L.: Sur les roches éruptives de la Chaîne de Belledonne. — Compt. Rend. des Séanc. de l'Acad. Paris, 9. März 1896.

Derselbe: Note sur les Roches éruptives basiques et sur les Amphibolites de la Chaîne de Belledonne. — Carte Géol. de la France etc. Nr. 55, Tome VIII, 1896—97.

Derselbe: Notices petrographiques. — Archiv. d. Sc. phys. et nat. Genève, Mai 1896.

Derselbe: Le Mont-Blanc au point de vue géologique et petrographique. — Extr. d. Arch. d. Sci. phys. et nat. Genève, September 1896.

Derselbe und Etienne Ritter: Étude petrographique des Schistes de Casanna du Valais. — Extr. d. Arch. d. Sci. phys. et nat. Genève, Juillet 1896.

Geikie A.: The Tertiary Basalt-Plateaux of North-Western Europe. — Quarterly Journ. of the Geol. Soc. for May 1896, Vol. II.

Grubenmann U.: Ueber den Tonalitkern des Iffinger bei Meran (Südtirol). — Vierteljahrschr. d. Naturf. Gesellsch. in Zürich, Jahrg. XLI.

Derselbe: Beiträge zur Geologie von Abessinien. — Sonder-Abdr. aus H. 12 d. Mitth. d. Thurgauer Naturf. Gesellsch.

Högbom A. G.: Ueber das Nephelinsyenitgebiet auf der Insel Alnö. — Aftryck m. Geol. Fören. i Stockholm Förhandl., Bd. XVII, H. 2, 1895.

Kaiser E.: Quergebrochene Baumstämme in der niederrheinischen Braunkohle. — Sitzungsber. d. niederrhein. Gesellsch. f. Natur- u. Heilkunde zu Bonn, 1896.

Koken E: Die Eiszeit. — Antrittsrede bei Uebernahme d. ordentl. Professur d. Geol. u. Mineral. an d. Hochschule zu Tübingen, 21. November 1895.

Lawson A. C.: A. Family of Basic Plutonic Orthoklase Rocks Rich in Alkalies and Lime Intrusive in the Coutchiching Schists of Pooh-Bah Lake. — Univ. of California Bull. of the Dep. of Geol. Vol. I, Nr. 12, pp. 337—362, Pl. 18.

Mügge O.: Der Quarzporphyr der Bruchhäusersteine in Westphalen. — Neues Jahrb. f. Mineral., Beil.-Bd. X, 1896.

Digitized by Google

Derselbe: Benennung und Structur der Tuffoide der Lenneporphyre. — Neues Jahrb. f. Mineral., I, 1896.

Merill G. P.: Disintegration and Decomposition of Diabase at Medford, Massachusetts. — Bull. of the Geol. Soc. of America, Vol. VII, pp. 349—362, Pl. 16.

Moericke W.: Geologisch-petrographische Studien in den chilenischen Anden. — Sitzungsber. d. k. preuss. Akad. d. Wissensch., XLIV, Berlin 1896.

Mojsisovics, E. von: Die Cephalopoden-Faunen der oberen Trias des Himalaya nebst Bemerkungen über die Meere der Triasperiode. — Verhandl. d. k. k. geol. Reichsanstalt, Nr. 13, 1896.

Mrazec L.: Contribution à l'étude petrographique des Roches de la Zone Centrale des Carpathes du Sud. — Extr. du Bull. de la Soc. des Sc. Phys. de Bucarest, Roumanie, Nr. 1—2, 1896.

Pirsson L. V.: The Monchiquites or Analcite-Group of Igneous Rocks. — Journ. of Geol, Vol. IV, Nr. 6, 1896.

Derselbe: Siehe auch Weed.

Ramsay W. und Nyholm E.: Cancrinitsyenit und einige verwandte Gesteine am Kuolajärvi. — Bull. d. l. Comm. Géol. d. l. Finlande, Nr. 1, 1896.

Rinne F.: Notiz über einen Aufschluss von Culmkieselschiefer und Zechstein am südwestlichen Harzrande. — Zeitschr. d. Deutsch. geol. Gesellsch., Jahrg. 1896.

Salomon W.: Geologisch-petrographische Studien im Adamellogebiet. — Sitzungsber. d. k. preuss. Akad. d. Wissensch., XL, Berlin 1896.

Derselbe: Age des roches granitiques periadriatiques. — Arch. d. Sc. phys. et nat. Genève, quatrième période, Tome II, September 1896.

Sapper C.: La Geografica Fisica y la Geologica de la Peninsula de Yucatan. — Bol. d. Inst. Geol. de México, Nr. 3.

Schmidt C.: Ueber die neue geologische Uebersichtskarte der Schweiz 1:500.000. — Extr. d. Compte-rendu d Congr. géol. internat. 6. Sess. 1894. Zürich.

Smyth C. H.: Dikes of Alnoite at Manheim N.-Y. — Am. Journ. of Sc., Vol. II, 1896.

Derselbe: The Genesis of the Talc Deposits of St. Lawrence County, N.-Y. — School of Mines Quarterly, Nr. 4, Vol. XVII.

Spezia G.: Sul metamorfismo delle roccie. — Estr. dagli A. del. R. Accad. d. Sci. d. Torino, Vol. XXXI, 1896.

Derselbe: La pressione nell'azione dell'aqua sul quarzo. — Estr. dagli A. del. R. Accad. d. Sc. d. Torino, Vol. XXXI, 1895.

Teller Fr.: Erläuterungen zur geologischen Karte der östlichen Ausläufer der karnischen und julischen Alpen. — K. k. geol. Reichsanstalt.

Toula F.: Ueber die Muschelkalkfauna am Golfe von Ismid. — N. Jb. f. Min. etc., Bd. II, 1896.

Vallot J. et Duparc L.: Sur une synclinal schisteux ancien, formant le coeur du massif du Mont-Blanc. — Compt. Rend. des Séances de l'Acad., Paris, 9. März 1896.

Washington Henry S.: The Magmatic Alteration of Hornblende and Biotite. — Journ. of Geol., Vol. IV, Nr. 3.

Derselbe: On some Ischian Trachytes. — Am. Journ. of Sc. Vol. I, Mai 1896.

Derselbe: Italian Petrological Sketches. — Journ. of Geol., Vol. IV, 1896.

Digitized by Google

Watts W. and Newton E.: Notes on Rocks from Salomon Islands. — Extr. fr. the Geol. Mag., August 1896.

Westgate Lewis: The Geology of the Northern Part of Jenny Jump Mountain, Warren County. — Annual Report of the State Geologist for 1895. Geological Survey of New Jersey.

Weed W. H. and Louis V. Pirsson: The Geology of the Little Rocky Mountains. — Journ. of Geol., Vol. IV, Nr. 4, 1896.

Dieselben: The Bearpaw Mountains of Montana. — Am. Journ. of Sc., Vol. I, May, Vol. II, August and September 1896.

Dieselben: Missourite, a New Leucite Rock from the Highwood Mountains of Montana. — Am. Journ. of Sc., Vol. II, November 1896.

Wolff J. E.: Report on Archaean Geology (siehe Westgate).

Derselbe: On an occurrence of Theralite in Costa Rica, Central-America. — Am. Journ. of Sc., Vol. I, April 1896.

Neue Bücher.

Edelsteinkunde. Eine allgemein verständliche Darstellung der Eigenschaften, des Vorkommens und der Verwendung der Edelsteine, nebst einer Anleitung zur Bestimmung derselben für Mineralogen, Steinschleifer, Juweliere etc. von Dr. Max Bauer, o. Professor an der Universität Marburg. — Mit 20 Tafeln in Farbendruck, Lithographie, Autotypie etc., sowie 94 Abbildungen im Text. — Gross-Octav, XVI und 712 Seiten. — Leipzig, Chr. Herm. Tauchnitz, 1896.

Dieses gross angelegte und prächtig ausgestattete Werk wendet sich weniger an den Mineralogen vom Fach als an jenes Publicum, welches mit Edelsteinen und verwandten kostbaren Dingen zu thun hat oder Interesse dafür besitzt. Für diese Kreise ist auch der allgemeine Theil berechnet, welcher in klarer, allgemein verständlicher Darstellung eine mineralogische Kennzeichenlehre behandelt, welche jeden in Stand setzen wird, vorkommenden Falles von den weiteren Angaben des Buches zur Erkennung der Gemmen Gebrauch zu machen.

Der specielle Theil bringt viel ausserordentlich Interessantes und Wertvolles auch für den Mineralogen vom Fach durch die erschöpfenden Angaben über Auftreten, Fundorte und Gewinnung der einzelnen Edelsteingattungen.

Die schönen Tafeln gereichen dem Werk zur hohen Zierde. Die ausserordentlichen Schwierigkeiten in der bildlichen farbigen Darstellung roher und geschliffener Steine sind mit vollendeter Technik überwunden.

Chemische Mineralogie von Dr. Reinhard Brauns, o. Professor der Mineralogie und Geologie an der Universität Giessen. Mit 32 Abbildungen im Text. XIV und 460 Seiten. Leipzig, Chr. Herm. Tauchnitz, 1896.

Der Verfasser hat sich die schwierige, aber nicht mehr zu umgehende Aufgabe gestellt, die bedeutsamen Fortschritte, welche die physikalische Chemie in den letzten Jahrzehnten gemacht hat, der Mineralogie dienstbar zu machen. So kommt es, dass viele Partien des Buches sich eng an die Auffassung und Darstellungsweise anlehnen, die von jenen Forschern geübt und gepflegt werden, die sich um die

Digitized by Google

Zeitschrift für physikalische Chemie gruppiren. Aus der Lectüre des Buches geht deutlich hervor, wie viel nach dieser strengeren Richtung noch unsicher und controvers ist. Es ist gewiss mit Freuden zu begrüssen, wenn sich im Bereiche der chemischen Mineralogie eine tiefere Auffassung Bahn bricht und hiezu wird das vorliegende Buch das Seinige beitragen.

Der Inhalt gliedert sich in folgende Abschnitte: 1. Die Bestandtheile der Minerale und ihre Ermittlung. — 2. Der Aggregatzustand der Mineralien und seine Aenderung. — 3. Die Form der Mineralien und das Wachsen der Krystalle. — 4. Beziehungen zwischen der Form und der chemischen Zusammensetzung der Krystalle. — 5. Die Nachbildung der Mineralien. — 6. Die Entstehung der Mineralien in der Natur. — 7. Die Verwitterung der Mineralien. — 8. Die Constitution der Mineralien.

Wie aus der Inhaltsübersicht zu ersehen, nimmt Brauns den Begriff der chemischen Mineralogie in ziemlich weitem Umfang. Die einzelnen Abschnitte sind gut gegliedert und lesen sich leicht und angenehm. Besonders gelungen scheinen dem Referenten die Abschnitte 2, 3 und 4, die eine Fülle physikalisch-chemischer Thatsachen in ihrer Bedeutung für die Mineralogie behandeln. Im Abschnitt 3 haben die schönen Untersuchungen Tutton's nur mehr in einem Nachtrag Berücksichtigung finden können. Referent meint, dass hier auch der Begriff der molecularen (Becke) oder topischen (Muthmann) Axenverhältnisse hätte erwähnt werden können. Er dürfte nicht schwieriger und, wie gerade Tutton's Untersuchungen lehren, nicht weniger brauchbar sein als andere, die in dem Buche behandelt werden.

Im Abschnitt 7 kehrt die von Roth entlehnte „complicirte Verwitterung" wieder, zur Bezeichnung von Umwandlungen durch Lösungen, die nicht durch die Atmosphärilien allein hervorgerufen sind. Mit dieser Erweiterung des sonst so klaren und einfachen Begriffes Verwitterung hat sich Referent nie befreunden mögen. In Abschnitt 8 ist seltsamer Weise der Name Tschermak nicht genannt, obzwar man diesem Forscher das einzige bisher fruchtbringende Programm für das Studium der Constitution der Minerale verdankt: die Erforschung der chemischen Umwandlungsvorgänge in der Natur.

Diese Ausstellungen sollen kein tadelndes Urtheil über das Buch im ganzen bedeuten, vielmehr werden alle, die an dem Fortschritt der Mineralogie ein Interesse haben, das Buch Brauns' mit Freuden begrüssen. Die Fortschritte in der Mineralogie, namentlich das Verständnis der Naturgeschichte der Minerale, ihrer Bildungsweise, ihrer Veränderungen, ihres Vergehens, ist in hohem Masse abhängig von dem Stand der Chemie. In den letzten Jahren hat diese nach der physikalisch-chemischen Seite einen ungewöhnlich fruchtbaren Aufschwung gewonnen. In dem Buch von Brauns ist mit glücklicher Hand zum erstenmale versucht, diese Fortschritte, soweit sie die Mineralogie betreffen, zur zusammenhängenden Darstellung einer Chemie der Minerale zu verwerten.

Zusammenstellung petrographischer Untersuchungsmethoden nebst Angabe der Literatur von E. Cohen, Professor an der Universität Greifswald. — Dritte vermehrte und verbesserte Auflage. — Stuttgart, E. Schweizerbart'sche Verlagshandlung (E. Koch), 1896. — Octav, 54 Seiten.

Jeder Petrograph wird dem Verfasser, dessen Verdienste für die Ausbildung der Untersuchungsmethoden in der Petrographie bekannt sind, dankbar sein, dass

Digitized by Google

er seine Zusammenstellung petrographischer Methoden bis auf die neueste Zeit vervollständigt und allgemein zugänglich gemacht hat. Als niemals versagender Rathgeber, um aus der arg zerstreuten Literatur des Gegenstandes rasch das Richtige herauszufinden, ist die Cohen'sche Zusammenstellung längst bekannt und die Fortführung bis auf die letzte Zeit lässt dieselbe Vollständigkeit und Sorgfalt erkennen wie die früheren Publicationen.

Katechismus der Mineralogie von Dr. Eugen Hussak, mit 154 in den Text gedruckten Abbildungen. — Leipzig, Verlagsbuchhandlung von J. J. Weber.

Von diesem Büchlein ist jüngst die fünfte, vermehrte und verbesserte Auflage erschienen.

Die Minerale des Harzes. Eine auf fremden und eigenen Beobachtungen beruhende Zusammenstellung der von unserem heimischen Gebirge bekannt gewordenen Minerale und Gesteinsarten von Dr. Otto Luedecke, a. o. Professor der Mineralogie an der Universität Halle a. S. Mit einem Atlas von 27 Tafeln und 1 Karte. — Berlin, Gebrüder Borntträger, 1896. Octav, VIII und 644 Seiten.

Im wesentlichen eine mit grossem Fleiss und eingehender Sachkenntnis zusammengestellte Mineraltopographie des Harzgebirges, welche sich von anderen ähnlichen Werken durch die sehr ausführlichen Literaturangaben, sowie durch den Umstand unterscheidet, dass für jedes Vorkommen nach Möglichkeit auch die geologische Bedeutung desselben dargelegt ist. Der Verfasser ist hierin sehr weit gegangen und hat so in einzelnen Abschnitten auch die Geologie des Harzes behandelt (z. B. unter Bleiglanz die Gangverhältnisse, unter Orthoklas die Geologie des Brockenmassivs u. s. w.). Die Art der Darstellung wird vielleicht am deutlichsten werden, wenn ein Beispiel herausgegriffen wird: Beim Eisenglanz folgt zunächst ein 52 Nummern umfassendes Literatur-Verzeichnis (pag. 179—181); dann werden die einzelnen Vorkommen von Rotheisenstein besprochen, zunächst die in Schichten: im Stringocephalenkalk der Elbingeröder Mulde und Diabaszug Osterode-Altenau (pag. 181—189), sodann werden die Eisensteinvorkommen auf Spalten einzeln behandelt (pag. 189—194). Unter dem Titel Chemisches wird eine Analyse Rammelsbergs vom Eisenglanz aus dem Thurnkuhlenthale angeführt, auf Analysen unreiner Rotheisensteine von Elbingerode und Hüttenrode hingewiesen. Unter der Rubrik Geometrisches folgt sodann das Axenverhältnis und die an Harzer Vorkommen beobachteten Formen nach Beobachtungen Mügge's und des Autors. Unter der Ueberschrift Physikalisches wird erwähnt, dass Mügge an den Krystallen der Wilden Taube Zwillingslamellen nach R beobachtete. Die letztere Rubrik enthält oft Angaben, die man in einer Mineraltopographie nicht suchen würde. Besonders eingehend sind natürlich die Capitel über gewisse Harzer Minerale katexochen, wie z. B. Bleiglanz, Kalkspath, Manganit, sowie jene, an deren monographischer Erforschung der Verfasser selbst gearbeitet hat, z. B. Datolith.

Der beigegebene Atlas enthält auf 27 Tafeln sehr sauber ausgeführte Krystallbilder, theils Originalzeichnungen des Verfassers, theils Copien anderer Beobachter und eine photographische Copie der im Original schwer zugänglichen „General Gang Charte des nordwestlichen Harzgebirges" von E. Borchers.

Digitized by Google

Manual of Determination in Mineralogy. With an Introduction on Blowpipe Analysis by George J. Brush, Director of the Sheffield Scientific School of Yale University. Revised and enlarged by Samuel Penfield, Professor of Mineralogy in the Sheffield Scientific School of Yale University. Fourteenth Edition. — New York, John Wiley & Sons, 1896.

Das bekannte Buch erscheint hier in neuer Ausgabe, welche zunächst eine sorgfältige Neubearbeitung des allgemeinen Theiles aus der Hand von Samuel Penfield enthält. Die Bestimmungstabellen sind dagegen noch die alten von Brush. Eine Neubearbeitung derselben unter Berücksichtigung der seither neu entdeckten Mineralgattungen wird in der Vorrede versprochen.

Mikroskopische Physiographie der massigen Gesteine von H. Rosenbusch. Dritte, vermehrte und verbesserte Auflage. Zweite Hälfte mit 6 Tafeln in Photographiedruck. — Octav, XIV und 553—1360 Seiten. — Stuttgart, E. Schweizerbart'sche Verlagshandlung (E. Koch), 1896.

Mit dem Erscheinen der zweiten, die Ergussgesteine behandelnden Hälfte ist nun das ausgezeichnete Handbuch zum Abschluss gebracht, welches bereits einer ganzen Generation von Petrographen als treuer Rathgeber zur Seite gestanden ist. Es ist bekannt, wie der Verfasser es niemals verschmäht hat, sein eigenes Werk einzureissen und umzugestalten, wenn der Fortschritt der Erfahrungen dies erforderte. In dieser Anpassungsfähigkeit an neue Thatsachen und Ideen liegt einer der Hauptreize dieses Buches. Von ihr gibt auch die neue Auflage ein beredtes Zeugnis. Die früher gewählte Trennung der Ergussgesteine in ältere und jüngere ist in der alten Form fallen gelassen. Die älteren Gesteine folgen jetzt jeweils nach den chemisch und mineralogisch gleichwertigen jüngeren Ergussgesteinen. So folgen die Quarzporphyre und Quarzkeratophyre hinter den Liparíten und Pantelleriten, die quarzfreien Porphyre hinter den Trachyten, Porphyrite hinter Andesiten, Melaphyre hinter den Basalten. Die Diabasgesteine sind aus der Reihe der Tiefengesteine in die Ergussgesteine versetzt, hinter ihnen Pikrite und Pikritporphyre angereiht.

In den einzelnen Capiteln wird man allenthalben die reichen Früchte der emsigen Thätigkeit der letzten Jahre verwertet finden. Hier erscheint nun alles in lebhafter Gährung und drängt zu durchgreifenden Reformen. Rosenbusch hat die alten historisch gewordenen Familien der Granite, Syenite etc. mit ihren mineralogisch charakterisirten Untergruppen beibehalten, dabei aber die Unzulänglichkeit dieser alten Classification stark betont. Durch Aufstellung von „Typen" innerhalb der Familien sucht Rosenbusch einer künftigen rationellen Classification vorzuarbeiten.

Die Art der aufgestellten Typen lässt schon erkennen, dass bei dieser die chemische Zusammensetzung eine wichtige Rolle spielen werde. In der That wird es schon jetzt schmerzlich empfunden, dass die Anlage des Buches ein tieferes Eingehen auf die chemische Natur der Gesteine nicht zuliess. Möchte es dem Verfasser, der auch nach dieser Richtung neue, wenngleich nicht unangefochtene Gesichtspunkte aufgestellt hat, möglich sein, die unabweisbare Reform selbst noch durchzuführen und seine ausgebreitete Sachkenntnis in den Dienst dieser Sache zu stellen. Eine starke Erweiterung hat in dem Buche insbesondere auch das viel umstrittene Capitel

Digitized by Google

der Ganggesteine erfahren. Schon beginnen auch hier die Ansichten sich zu klären, wenngleich Vieles dem Fernerstehenden noch chaotisch erscheinen mag; hier wird es einmal nothwendig werden, eine rationelle Nomenclatur einzuführen; die grosse Zahl neuer Begriffe, die faute de mieux mit unbezeichnenden Localnamen belegt werden, ist nicht geeignet, die nach Ansicht des Referenten schon jetzt ganz unentbehrliche Gruppe der Ganggesteine den Fachgenossen mundgerecht zu machen.

So ist das Buch ein sprechendes Zeugnis für den gährenden unfertigen Zustand der Petrographie. Bewundernswert ist aber der durchdringende Geist und die Arbeitskraft des Verfassers, der es verstanden hat, diese schier unendliche Fülle von täglich anwachsendem Stoff zu bewältigen und zu einem relativ gut übersehbaren Bilde zu gestalten.

Die modernen Marmore und Alabaster, deren Eintheilung, Entstehung, Eigenschaften und Verwendung nebst einer Uebersicht der wichtigsten Marmorsorten von Heinrich Schmid, Ingenieur und k. k. Professor der Staatsgewerbeschule zu Wien. — Octav, 77 Seiten. — Leipzig und Wien, Franz Deuticke, 1897.

Obzwar das Werk hauptsächlich vom Standpunkte des Gewerbes geschrieben ist, werden die ausführlichen Verzeichnisse der Marmor- und Alabaster-Fundstellen, die den Haupttheil des Buches ausmachen und, soweit sie Referent vergleichen konnte, recht vollständig sind, auch dem Geologen und Mineralogen erwünscht sein. Die mehrmals wiederkehrende Bezeichnung des Pinolit (körniges Magnesitgestein) als Ankerit könnte wohl bei einer eventuellen Neuauflage corrigirt werden.

F. B.

Digitized by Google

Register.

Seite

Aegirin-Glimmer-Tinguait, Serra de Monchique 260
Aegyrin-Tinguait, Serra de Monchique 253
Aetna-Eruption 372
Aetzfiguren, Augit 16
Agricolit, Schwarzenberg in Sachsen . 528
Akadanimura, Arsen 529
Alabaster und Marmore, die modernen *B.* 547
Alt-Parisau, Gabbro 107
Amorpher Greenockit, Laurion . . . 360
Amphibol in Gabbro 105
Amphibol-Biotit-Camptonit, Caldas . . 283
Amphibol-Monchiquit 280
Amphibol und Pyroxen, ihre Beziehungen 327
Amphibolit 488
Analyse der Constantinquelle, Gleichenberg 140
Analyse des Säuerlings in Seifersdorf, Oesterr.-Schlesien 133
Andalusit-Cordieritgesteine 476
Andesin in Diorit 128
Andesittuff, Ponza 534
Anthracit in Porphyr, Wydřiduchberg 513
Anwachskegel 1
Archipel, ostindischer —, Vulcane . . 429
Arsen, Akadanimura 529
Arsen, krystallisirt 529
Arsenopyrit, Sestrouň 504
Augit, gelber Columbretes 160
— im Nephelinit des Hochstraden, opt. Unters. 341
— Schichtenbau 3
— s. a. Pyroxen.
Ausscheidungen, basische, im Eläolithsyenit 231
— basische, im tephritischen Trachyt 168
Auswürflinge, Vulcano, Structur der . 395

Seite

Auswürflinge, Vulcano, Form der . . 396
Axenwinkel, Ausmessung 180
Azuma-San, Asche 424
— Eruption 421
— Eruptionsmaterial 425
Azurit, Hodowitz 509

Bandai-San, Eruption 417
Baryt, Krystallbau 22
Basalte der Steiermark 2 337
Basaltische Gesteine von Columbretes 308
Basalttuff, Columbretes 312
Basische Ausscheidungen im Eläolithsyenit 231
— im tephritischen Trachyt 168
Bauer M.: Edelsteinkunde. *B* 543
Becke F.: Gesteine der Columbretes 155, 308
— Ausmessung des Winkels zwischen zwei optischen Axen im Mikroskop; Unterscheidung von optisch + und — zweiaxigen Mineralen mit dem Mikrokonoskop 180
Berichtigung 101
Böhmen, Minerale 504
Bomben, Nephelinbasalt-, Steinberg . 358
— Temperatur 393
— Vulcano 393
Bostonitporphyr, Foia 247
— Diabaseinschlüsse im 302
Brauns: Chemische Mineralogie. *B.* . 543
Bromo, Eruption 430
Brush J.: Manual of Determinative Mineralogy. *B.* 546

Calbuco, Eruption 412
Calcit, Krystallbau 30
— Libuschin 505
Camptonit, Picota 279
Camptonitisch-monchiquitische Ganggesteine 274

Digitized by Google

Seite

Camptonitischer Tinguait, Picota . . 270
Celebes, Vulcane 446
Chalkopyrit, Hodowitz 509
Chemische Mineralogie. *B.* 543
— Zusammensetzung der Columbretes-Gesteine 313
Chile, Vulcane 412
Chorolque, Wolframit 527
Christomanos A. C.: Ueber ein neues Vorkommen von amorphem Greenockit in Laurion 360
Čikwaska, Erdöl 516
Cohen E.: Petrographische Untersuchungsmethoden. *B.* 544
Columbretes, Gesteine 155, 308
Constantinquelle, Gleichenberg, Analyse 140
Contact, endomorpher, an Eläolithsyenit 239
Contactmetamorphose, an Grauwacke . 467
Contactmetamorphosirte Eruptivgesteine, Serra de Monchique . . . 297
Contactwirkungen des Eläolithsyenits, Serra de Monchique 286
— des Granitporphyr 490
Cordierit-Glimmerhornfels, Picota . . 300

Diallag, im Gabbro 116
Diorit, Wohnischner Mühle 128
Dioritporphyrit 189
Dognacska, Eisenglanz 517
Doppelbrechung, Unterscheidung positiver und negativer 181
Diabas 488
— Gänge im Tonalit des Iffinger . . 195
Diabaseinschlüsse im Bostonitporphyr 302
Diabashornfels, Serra de Monchique . 297

Edelsteinkunde, *B.* 543
Einschlüsse, homoeogene 168
— im Granitporphyr 466
— von Diabas im Bostonitporphyr . 302
Eisenglanz, Dognacska 517
Eläolithsyenit der Serra de Monchique 197
Eläolithsyenitporphyr, Picota 267
Endogene Einschlüsse 168

Seite

Endomorpher Contact, Eläolithsyenit, Serra de Monchique 239
Epidothornfels 489
Erdöl, Čikwaska 516
Ergussgesteine, Schema ihrer Bildungsweise 331
Eruptionen, Mechanismus 405
Eruptionsmaterial, Azuma-San . . . 425
— Galunggung 444
Essexit, Serra de Monchique 238
Explosion, intermittirende 425

Falkeninsel 462
Färbung der Krystalle 46
Feldspathbasalt, Columbretes 308
Ferrera, tephritischer Trachyt . . . 166
Fluorit, Krystallbau 35
Foia, Eläolithsyenit 220
Forodada, trachytischer Phonolith . . 162
— vitrophyrischer Trachyt 174
Fourchit, Serra de Monchique . . . 283
Frenzel A.: Mineralogisches 523

Gabbro Ronsperg, Böhmen 105
Galenit, Hodowitz 509
Galmei, Laurion 360
Galunggung, Eruption 431
— Eruptionsmaterial 444
Gänge von Rhyolith, Ponza 530
Ganggesteine aus der Gefolgschaft der Tonalite 185
— aus Eläolithsyenit, Serra de Monchique 246
Gauverwandtschaft, graphischer Ausdruck 323
Gleichenberg, Constantinquelle, Analyse 140
Granitporphyr 466
— Contactwirkungen 490
Granulit, Einschlüss. im Granitporphyr 481
Graphische Darstellung der chemischen Zusammensetzung der Gesteine . . 315
Grauwacke, contactmetamorphe . . . 467
— quarzitische, Serra de Monchique 291
Greenockit, Laurion, amorpher . . . 360

Digitized by Google

Seite

Grubenmann U.: Ueber einige Ganggesteine aus der Gefolgschaft der Tonalite 185

Hackmann V. u. K. v. Kraatz-Koschlau: Der Eläolithsyenit der Serra de Monchique, seine Gang- und Contactgesteine 197
Harz, Minerale des. *B.* 545
Hawaii, Vulcane 452
Hemiëdrie der Augitkrystalle 16
Hochstraden, Nephelinit und Palagonittuff 337
Hodowitz, Mineralvorkommen 508
Homoeogene Einschlüsse 168
Hornblende in tephritischen Trachyten 159
— secundär in Gabbro 112
— s. a. Amphibol
Hornblendekersantit, Untergsteir . . 196
Hornblendecurve 331
Hornfels. Serra de Monchique . . . 293
Hoslau, Gabbro 109
Hussak E.: Katechismus der Mineralogie. *B.* 545
Hypersthen in Gabbro 118

Iffinger, Ganggesteine aus der Gefolgschaft des Tonalits 185
Implicationsstructur 111

Japan, Vulcane 416
— Arsen 529
Java, Vulcane 429
— Zusammenstellung der vulcanischen Erscheinungen 436

Kalkspath, s. Calcit
Kassiterit, s. Zinnerz
Katechismus der Mineralogie. *B.* . . 545
Katzer F.: Beiträge zur Mineralogie Böhmens 504
Kilauea, Eruption 452, 455
Kloub, Vivianit 509
Knotenthonschiefer, Serra de Monchique 289

Seite

Kratz-Koschlau, K. v. u. V. Hackmann: Der Eläolithsyenit der Serra de Monchique, seine Gang- und Contactgesteine 197
Krystallisation 41
Kupferglanz, Freiberg 526

Lamprophyrisches Ganggestein . . . 196
Laube, Prof. G. C.: Zinnober von Schönbach bei Eger 96
Lava, Temperatur der Aetna- 380
— Geschwindigkeit d. L. am Aetna . 379
Lavasee, Kilauea 456
Leipzig, Granitporphyr 466
Leucitfourchit, Serra de Monchique . 283
Leucitmonchiquit, Monchique 282
Leucittinguäitvitrophyr 249
Libuschin, Calcit 505
Lichtbrechungsvermögen, Bestimmungsmethode 150
Literatur 102, 182, 362. 538
Lokon, Eruption 446
Ludwig E.: Chemische Untersuchung d. Säuerlings i. Seifersdorf (Oesterr.-Schlesien) 133
— Chemische Untersuchung der Constantinquelle i. Gleichenberg (Steiermark) 140
Luedecke O.: Die Minerale des Harzes *B.* 545

Magmen, Rosenbusch's typische . . 320
Malachit, Hodowitz 509
Manual of determinat. Mineralogy. *B.* 546
Marmore u. Alabaster, die modernen. *B.* 547
Martin Fr.: Die Gabbrogesteine in der Umgebung v. Ronsperg i. Böhmen 105
Mauna Loa, Eruption 452, 460
Mayon, Eruption 426
Meden, Gabbro 110
Meran, Ganggesteine aus der Gefolgschaft des Tonalits 185
Merapi, Eruption 429
Messung des optischen Axenwinkels . 180

Digitized by Google

Seite

Mikroskopische Physiographie d. Massengesteine. *B.* 546
Mimetesit, Hodowitz 508
Mino, Topas 536
Mittelamerika, Vulcane 415
Moiréebänder im Diallag 116
Monchique Serra de, Eläolithsyenit . 197
Monchiquit, Picota 279
Monte Guardia, Trachyt 67

Nagyag, Arsen 529
Nephelinit, Hochstraden 337
Nephelintephrit, Picota 274
Nephelinbasalt, Steinberg 358
Nephelinbasanit, Steinberg 352
— Picota 276
Neue Bücher 543
Neu-Seeland, Vulcane 447
Ngauruhoe, Eruption 450
Nina-fu, Eruption 464
Nordmarken, Augit m. Sanduhrstructur 10
Norit, Hoslau 127
Notizen 100, 180, 360, 536

Olivin im Nephelinbasanit 353
— Umrindung in Gabbro 119
Olivingabbro, Wohnischner Mühle . . 110
Oruro, Wolframit 527
Ostindischer Archipel, Vulcane . . . 429
Ouachitit, Serra de Monchique . . . 284

Palagonitischer Tuff, Columbretes . . 312
Palagonittuff, Hochstraden 337
— Steinberg 358
Pantelleria 407
— Hebung der Nordküste 410
Pegmatit, Meran 193
Pegmatitische Ausscheidung im Foiasyenit 225
Pelikan A.: Ueber den Schichtenbau der Krystalle 1
— Eisenglanz von Dognacska . . . 517
Penfield S.: Brush Manual of determ. Mineral. *B.* 546
Peridotit, Ronsperg 126

Seite

Petrograph. Untersuchungsmethoden. *B.* 544
Philippinen, Vulcane 426
Phonolith, trachytischer, Forodada . 162
Picota, Eläolithsyenit 204
Plagioklas in Gabbro 115
— im Diorit 128
— in Smaragditgabbro 122
Plutonische Gesteine, s. Tiefengesteine
Ponzainsel, Geologie der 65
— über die Geologie der 530
Porphyr, Anthracit führender 513
Porphyrit, Einschl. in Granitporphyr 489
Positive und negative Doppelbrechung, Unterscheidung 181
Preisaufgabe der fürstl. Jablonowskischen Gesellschaft 101
Pyrit, Hodowitz 508
Pyroxen, rhombischer, mit Diallag verwachsen 116
— und Amphibol, ihre Beziehungen 327
Pyroxenfels, Wohnischen 130
Pyroxengranulit, Einschluss in Granitporphyr 484

Quarzbrocken 486
Quarzglimmerfels, Serra de Monchique 295
Quarzglimmerporphyrite 186
Quarzitische Grauwacke, Serra de Monchique 291

Rhyolith, Ponza 65
Rhyolithgänge, Ponza 530
Rhyolittuff, Ponza 530
Ronsperg, Gabbro 105
Rosenbusch H.: Mikroskopische Physiographie der Massengesteine. *B.* . . 546
Ruapehu, Eruption 451
Rudolph: Vulcanische Ereignisse im Jahre 1894 365
Redlich K.: Topas von Mino 536
Reinisch R.: Einschlüsse im Granitporphyr etc. 466

Sabatini V.: Geologie der Ponzainsel 530
Sanduhrstructur 1, 62
San Martin, Eruption 415

Digitized by Google

Seite

Säuerling von Seifersdorf, Analyse . 133
Schichtenbau der Krystalle 1
Schlieren, feinkörnige i. Eläolithsyenit 227
Schmid H.: Marmore u. Alabaster. *B.* 547
Schneider Carl Camillo: Geologie der Ponzainsel 65
Schönbach bei Eger, Zinnober . . . 96
Seifersdorf, Säuerling, Analyse . . . 133
Semeru, Eruption 430
Serra de Monchique, Eläolithsyenit . 197
Sestrouñ, Arsenopyrit 504
Sigmund Alois: Die Basalte der Steiermark 337
Silber, Hodowitz 509
Sillimanit-Cordierithornfels 480
Sirb, Gabbro 110
Smaragditgabbro 122
Solfatara, Zusammenhang m. d. Vesuv 371
Spalten am Aetna 375
Sphalerit, Hodowitz 509
Spinell, secundär in Gabbro 119
Steinberg, Nephelinbasalt, -basanit und Palagonittuff 352
Stöcke von Rhyolith, Ponza . . 73, 530
Stromboli 394, 399
Südamerika, Vulcane 411

Tangkuban Prahu, Eruption 446
Tephritischer Trachyt 166
Teschenit, Serra de Monchique . . . 233
Theralith, Serra de Monchique . . . 233
Thonschiefer, unverändert, Serra de Monchique 289
Tiefengesteine, Schema ihrer Bildungsweise 331
Tinguaite, Serra de Monchique . . . 249
Tinguaitporphyr, Foia 253
Titanit im Eläolithsyenit 211
Töllit 189
Tonalit, Ganggesteine aus der Gefolgschaft des 185
Tonalitpegmatit 193
Tonalitporphyrit 189
Tongainseln, Vulcane 464
Tongariro, Eruption 449
Topas von Mino 536
Trachyt, Mte. Guardia 67, 535
— und Trachyttuff, Ponzainsel . . . 67
— tephritischer 166
Trichter, vulcanische 420, 423
Tuff, palagonitischer von Columbretes 312
— Ponza 530
— Rhyolith- und Trachyt-, Ponza . . 65
Tupungato, Eruption 414
Turmalin, Krystallblau 33

Umrindung des Olivins in Gabbro . 119
Uncia, Wolframit 527
Untersuchungsmethoden, petrograph. *R.* 544

Verwachsung v. Pyroxen u. Amphibol 116
Vesuv 367
Viola C.: Methode zur Bestimmung des Lichtbrechungsvermögens eines Minerales in den Dünnschliffen . 150
Vivianit, Kloub 509
Vulcan, unterseeischer bei Pantelleria 407
Vulcane, Japans 416
— Mittelamerikas 415
— Südamerikas 411
Vulcanische Ausbrüche 398
Vulcaninseln 461
Vulcanische Ereignisse 365
— Erscheinungen in Java, Zusammenstellung 436
— Gesteine, s. Ergussgesteine.
Vulcano 385

Wehrlit, Ronsperg 126
Wohnischen, Gabbro 107
Wolframit, Bolivia 526
Wydřiduchberg bei Holoubkau, Anthracit 513

Zinkspath, Laurion 360
Zinnerz, Krystallbau 27
Zinnober von Schönbach bei Eger . . 96
Zschorlau, Minerale 523

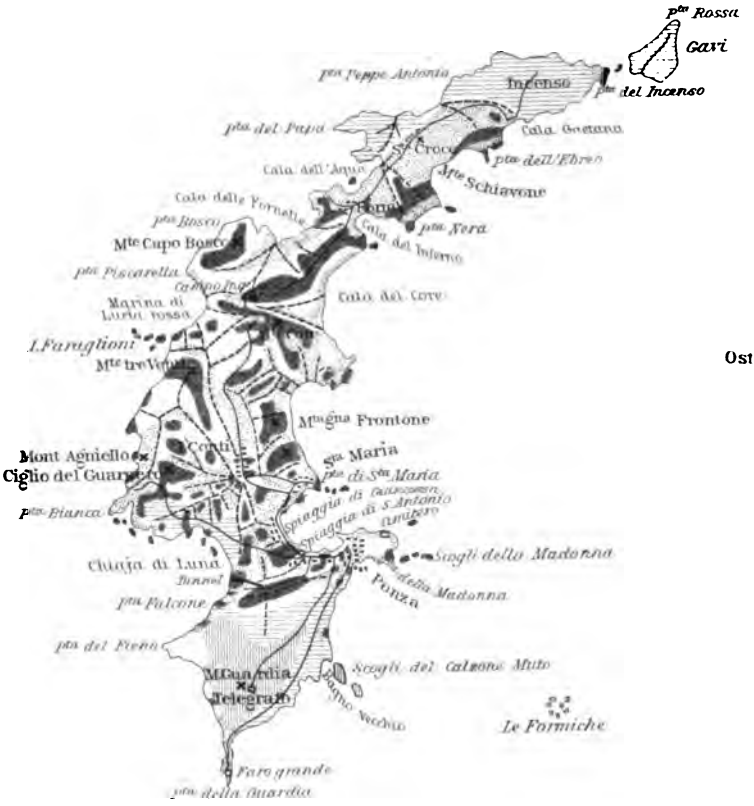
Druck von Gottlieb Gistel & Comp. in Wien.

Digitized by Google

Nord

West

Ost



Rhyolithtuff
Rhyolith
Trachyttuff
Trachyt
bebautes oder unbegangenes Terrain
Thäler
Wege
Tunnel

Süd

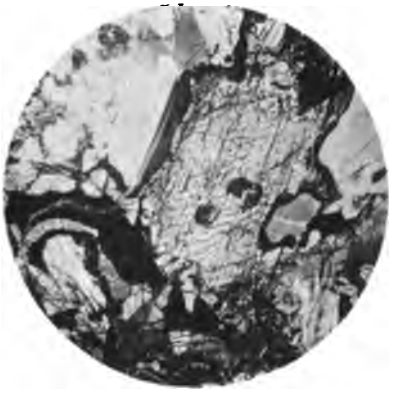
Tschermak's Mineralog. u. petrograph. Mittheilungen, Band XVI Heft 1.
Verlag von Alfred Hölder k. u. k. Hof- u. Universitäts-Buchhändler in Wien.
Lithogr. Anst. v. G. Freytag & Berndt, Wien

Digitized by Google

Digitized by Google

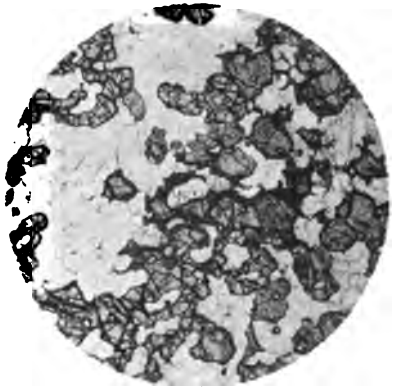
1

2

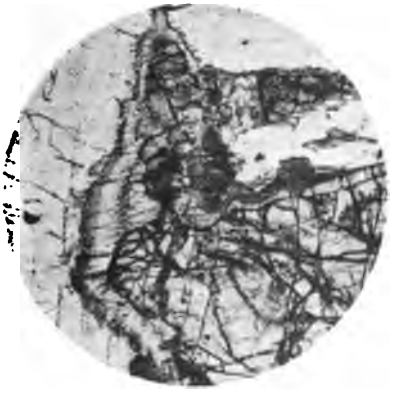


3

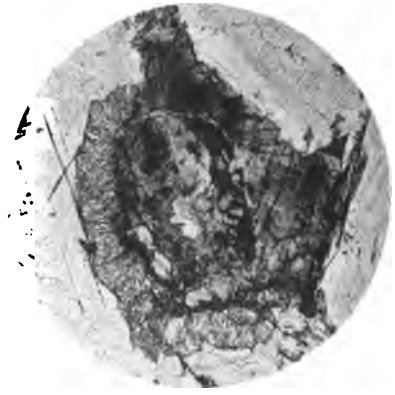
4



5



6

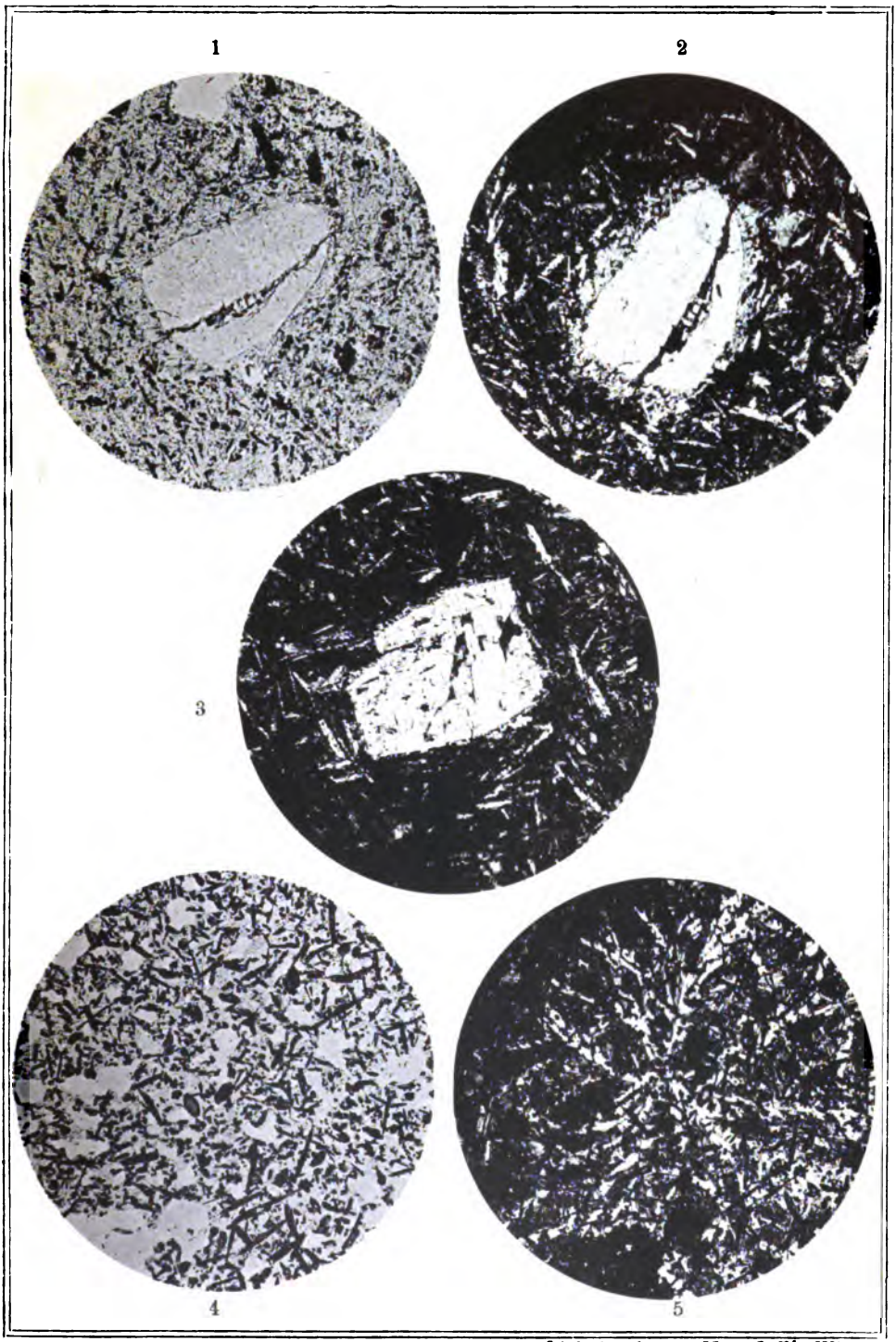


Lichtdruck von Max Jaffé, Wien.

Digitized by Google

Verlag von Alfred Hölder, k. u. k. Hof- und Universitäts-Buchhändler, Wien.

Digitized by Google



Lichtdruck von Max Jaffé, Wien.

Digitized by Google

Mineralogische und petrographische Mittheilungen. Bd. XVI, Heft 2.

Verlag von Alfred Hölder, k. u. k. Hof- und Universitäts-Buchhändler.

Digitized by Google

Digitized by Google

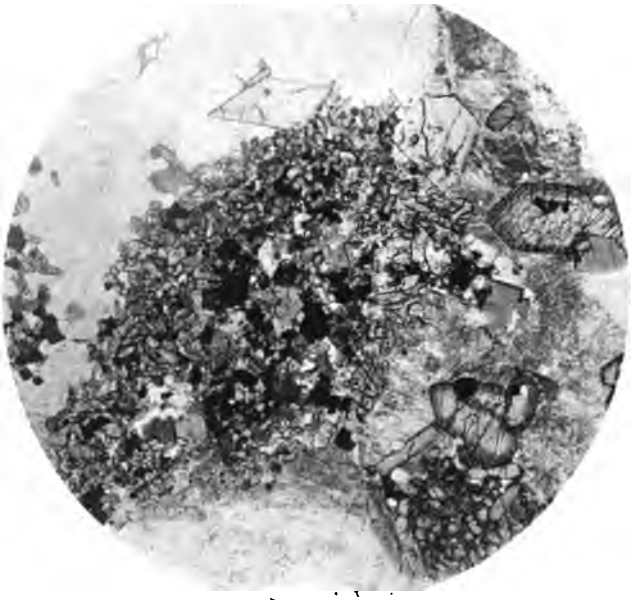
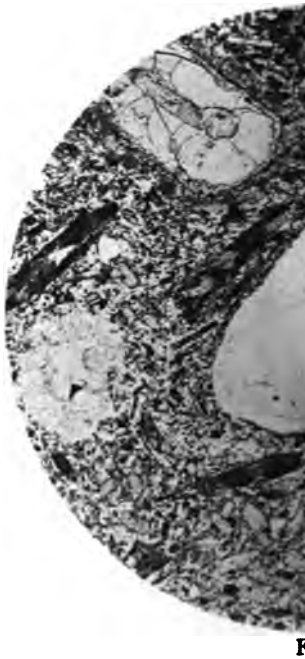


Fig. 1.



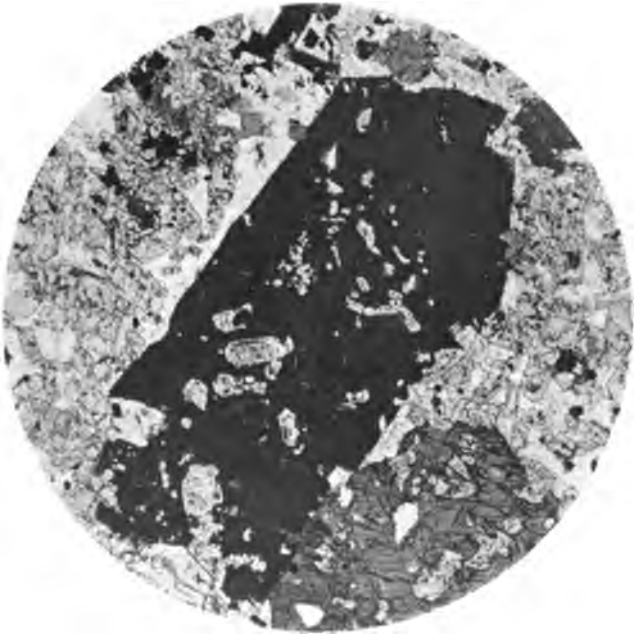


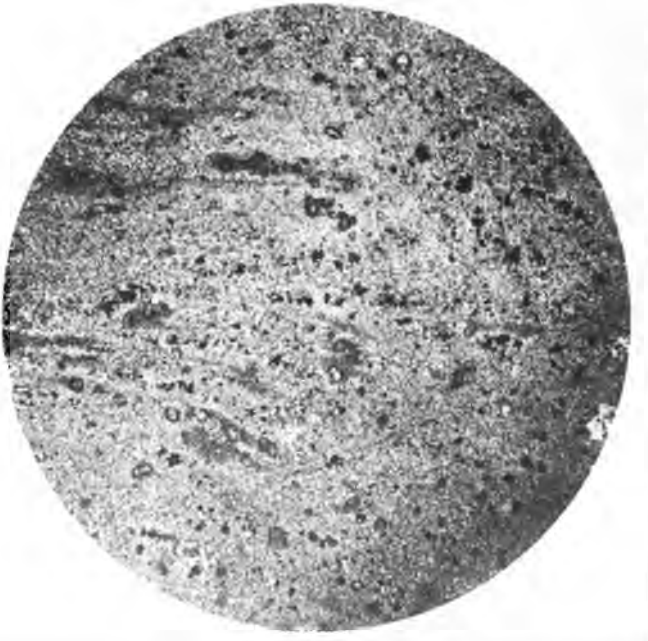
Fig. 2.

Digitized by Google

Fig. 3.

5.

Fig. 4.



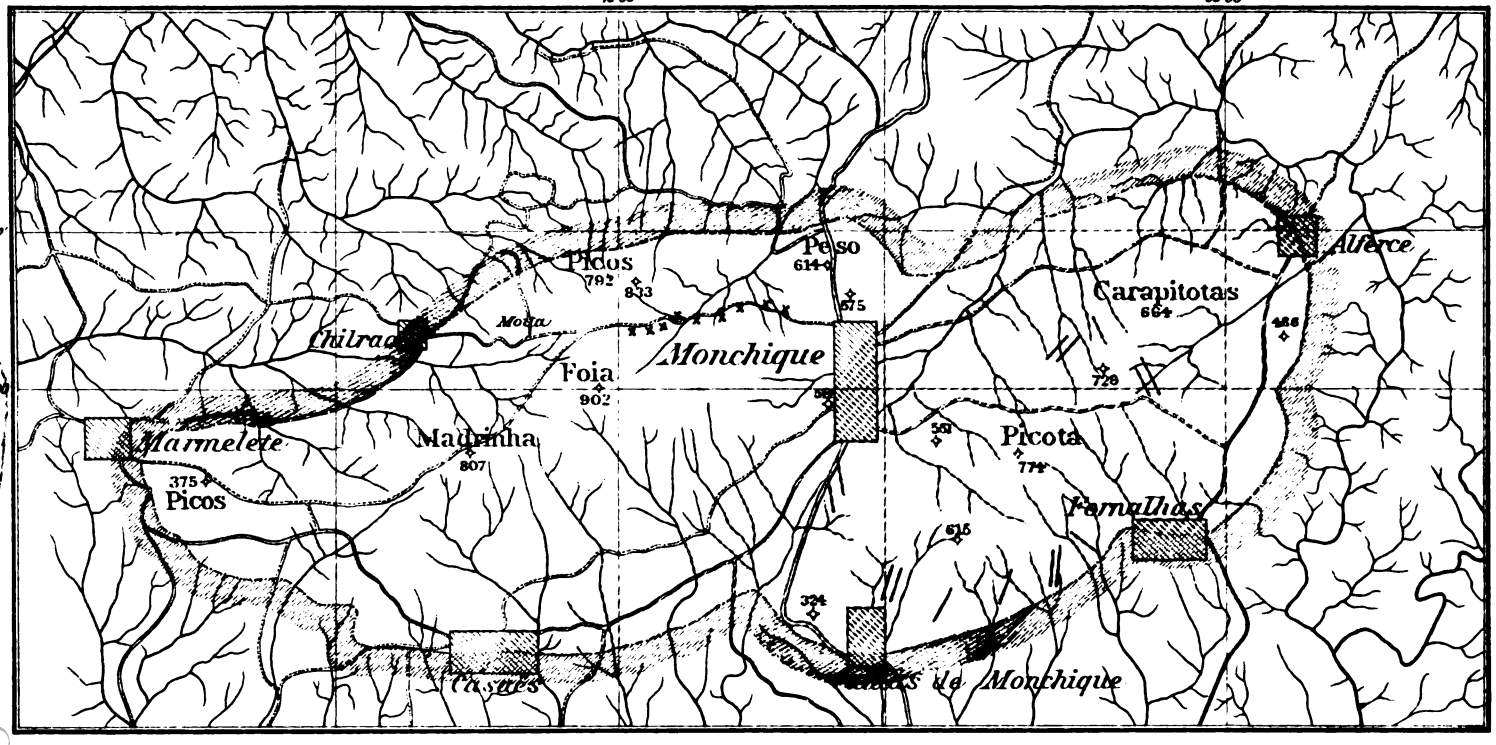
Lichtdruck von Max Jaffé, Wien.

ph. Mittheilungen. Bd. XVI, Heft 3/4.
& und Universitätsbuchhändler, Wien.

Digitized by Google

DAS ELAEOLITHSYENITMASSIV

der Serra de Monchique mit seinem Contakthof.



TSCHERMAK'S MINERALOG. U. PETROGRAPH. MITTHEILUNGEN, BAND XI, HEFT 3/4.

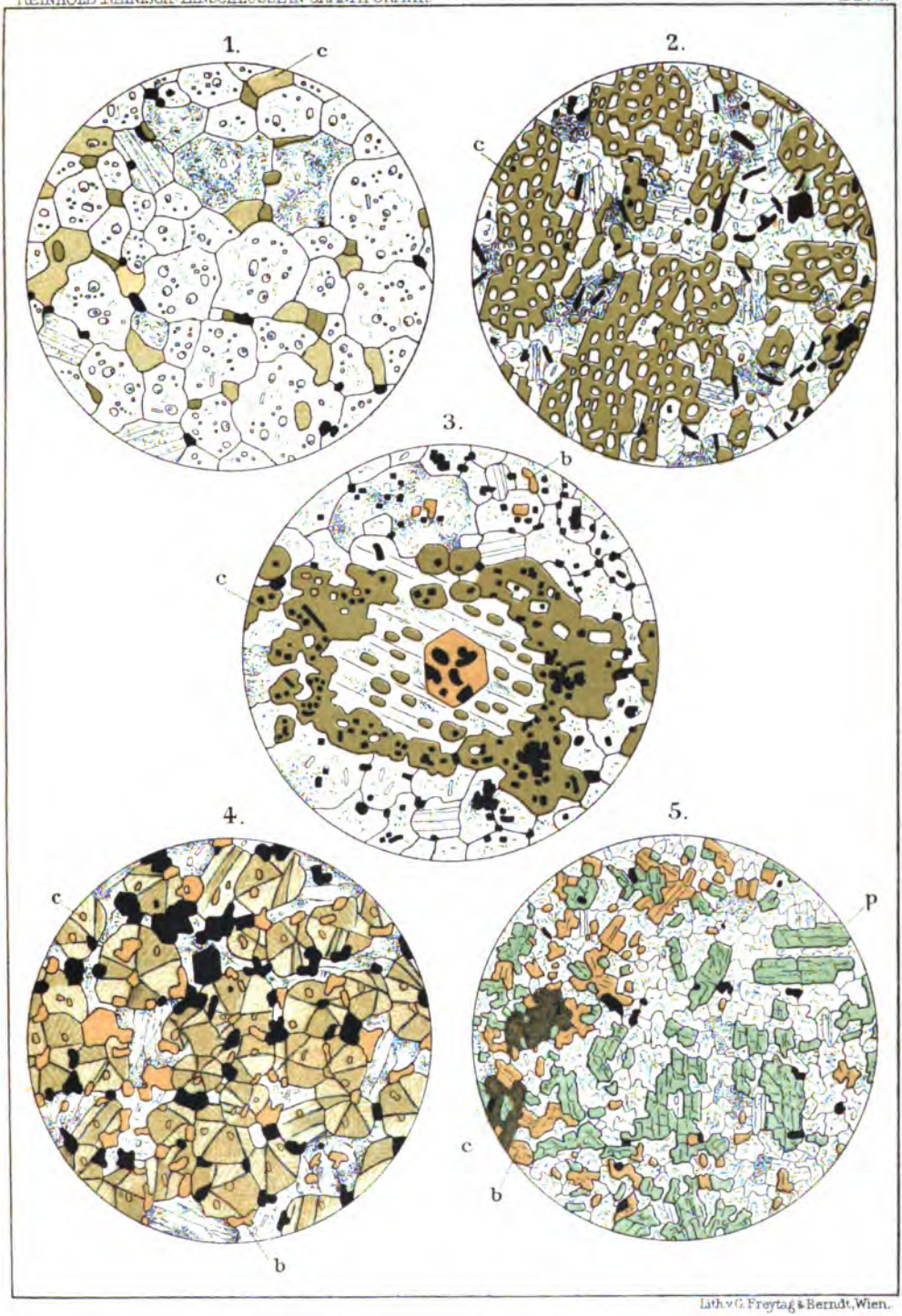
Kurtzgr. Anst. v. C. Freytag & Berndt, Wien.

VERLAG VON ALFRED HÖLDER, K. U. K. HOF- U. UNIVERSITÄTS-BUCHHÄNDLER IN WIEN.

UNIVERSITY OF CALIFORNIA

Digitized by Google

Digitized by Google



Lith. v. G. Freytag & Berndt, Wien.

TSCHERMAK'S MINERALOG. U. PETROGRAPH. MITTHEILUNGEN, BAND XV. HEFT 6.
VERLAG VON ALFRED HÖLDER, K.U.K. HOF-U. UNIVERSITÄTS-BUCHHÄNDLER IN WIEN.

Google

Digitized by Google

Fig. 1.

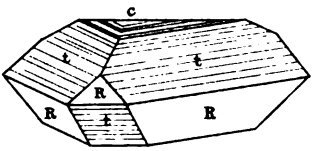


Fig. 2.

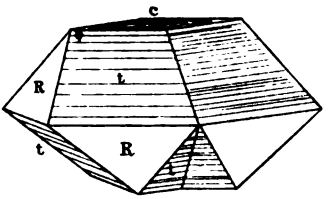


Fig. 3.

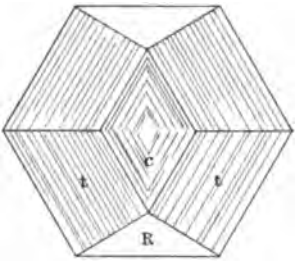


Fig. 4.

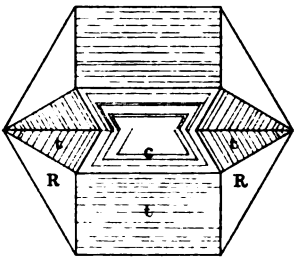


Fig. 5.

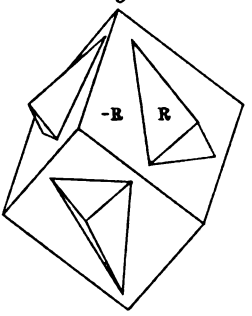


Fig. 6.

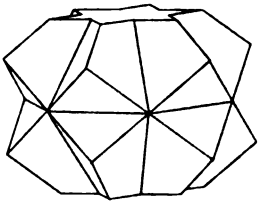


Fig. 7.

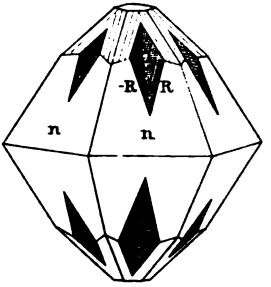
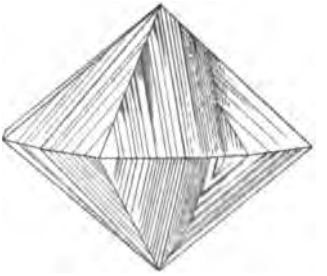


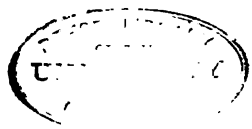
Fig. 8.



Lith. v. G. Freytag & Berndt, Wien.

TSCHERMAK'S MINERALOG. U. PETROGRAPH. MITTHEILUNGEN, BAND XI, HEFT 6.
VERLAG VON ALFRED HÖLDER, K. U. K. HOF- U. UNIVERSITÄTS-BUCHHÄNDLER IN WIEN.

Digitized by Google



Digitized by Google

Digitized by Google

Digitized by Google

Digitized by Google

Digitized by Google

Digitized by Google

RETURN TO → EARTH SCIENCES LIBRARY
230 Earth Sciences Bldg. 642-2997

LOAN PERIOD 1	2	3
14 DAYS	7 DAYS	
4	5	6

ALL BOOKS MAY BE RECALLED AFTER 7 DAYS
Books needed for class reserve are subject to immediate recall

DUE AS STAMPED BELOW

PHOTO COPY
FEB 14 1985

UNIVERSITY OF CALIFORNIA, BERKELEY
FORM NO. DD8, 7m, 12/80 BERKELEY, CA 94720